

## GEOMETRIE DEFORMATIVE ED EVOLUZIONE CINEMATICA DELL'APPENNINO CENTRALE

### INDICE

RIASSUNTO	pag. 127
ABSTRACT	" 127
PREMESSA	" 128
INTRODUZIONE	" 128
INQUADRAMENTO STRUTTURALE DELL'APPENNINO CENTRALE	" 130
UNITÀ TETTONICHE	" 132
Depositi dell'avanfossa pliocenica e quaternaria	" 132
Unità Sicilidi	" 134
Unità della Piattaforma Carbonatica Laziale-Abruzzese	" 134
Unità del Bacino Marchigiano	" 137
Unità del Bacino Molisano	" 138
Unità della Piattaforma Carbonatica Abruzzese Esterna	" 139
Unità Apulo-Adriatiche deformate	" 140
Avampaese Apulo-Adriatico	" 141
PRINCIPALI STRUTTURE TRASVERSALI CHE SEGMENTANO L'EDIFICIO TETTONICO	" 143
Linea delle Tremiti	" 143
Sistema di Faglie Avezzano-Bussi	" 143
Linea Volturmo-Sangro	" 143
PROGRESSIONE CINEMATICA DELLA DEFORMAZIONE COMPRESSIVA	" 144
ATTIVITÀ TETTONICA QUATERNARIA E SISMICITÀ	" 145
CONCLUSIONI	" 151
BIBLIOGRAFIA	" 152

### RIASSUNTO

La nuova "Carta Geologica dell'Abruzzo" a scala 1:100.000 sintetizza l'assetto strutturale e l'evoluzione cinematica di un ampio settore dell'Appennino centrale, che costituisce un elemento chiave per la definizione delle variazioni in stile strutturale, entità dei raccorciamenti e meccanismi deformativi tra il segmento debolmente raccorciato dell'Appennino settentrionale e quello, fortemente raccorciato, dell'Appennino meridionale. L'Appennino centrale è costituito da un sistema di unità tettoniche derivanti dalla deformazione di successioni Mesozoico-Terziarie, la cui originaria collocazione paleogeografica si estende dalle zone interne Sicilidi fino a quelle esterne della Maiella e di Casoli. Il sistema di unità tettoniche è ampiamente sovrascorso sul bacino di avanfossa e sul margine deformato dell'avampaese Adriatico. L'inizio della deformazione compressiva è documentato dal passaggio stratigrafico da carbonati a depositi silico-clastici, avvenuto nell'intervallo Messiniano-Pliocene inferiore. La progressione dei raccorciamenti è inoltre ben vincolata dall'età dei depositi conglomeratico-arenaceo-argillosi di differenti bacini satelliti, discordanti su unità tettoniche già deformate ed a loro volta progressivamente incorporati nella catena. La ricostruzione cinematica evidenzia una progressione della deformazione compressiva non

sempre regolare in diversi segmenti della catena, soprattutto per quel che riguarda l'entità dei raccorciamenti e la direzione del trasporto tettonico. Le anomalie più vistose sono correlate al taglio operato da sistemi di faglie trascorrenti ad alto angolo (Avezzano-Bussi, Volturmo-Sangro), a movimenti rotazionali su orizzonti di scollamento a basso angolo (sistema dei sovrascorrimenti del Gran Sasso, scollamenti basali nelle Unità Sicilidi), e ad accatastamenti frontali forzati contro zone ostacolo nell'avampaese deformato (Maiella). Gli episodi deformativi pleistocenici ed olocenici nella catena sono legati all'attivazione di sistemi di faglie normali ad orientazione sia NNW-SSE che E-W, con rigetti talora pluri-chilometrici, che controllano l'impostazione e l'evoluzione dei principali bacini continentali della regione, e che mostrano una discontinua attività sismica in tempi storici.

### ABSTRACT

The structural setting and the kinematic evolution of a large sector of the central Apennines are defined by a new set of geological data collected in the last ten years and synthesized in the new "Carta Geologica dell'Abruzzo", at the scale 1:100,000. The map portrays the changes in structural styles, deformation mechanisms and amounts of shortening within a key sector of the Apenninic chain, that links the moderately deformed fold-and-thrust belt of the northern Apennines to the severely shortened thrust belt of the southern Apennines. The central Apennines are a complex tectonic edifice that overrides the Adriatic foredeep and the deformed inner margin of the Adriatic foreland. The tectonic pile is made up of several thrust sheets that imbricate late Triassic to late Miocene sequences originally pertaining, from top to bottom, to: the Sicilide Basin, the Lazio-Abruzzi Carbonate Platform, the Marche and Molise Carbonate Pelagic Basins, the outer Abruzzi Carbonate Platform, and the Maiella domain. The transition from carbonates to siliciclastic deposits during Messinian-early Pliocene times has been used for reconstructing stages of subsequent shifting of the foredeep, in connection with the progressive, forward displacement of the outer thrust front, and to date the onset of deformation. Progression of shortening is also constrained by the different conglomeratic-arenaceous-pelitic sequences of Messinian-early Pliocene age, deposited in a system of piggy-back basins, resting unconformably onto different deformed units, and subsequently incorporated into the thrust belt. This evolution is linked to an irregular progression of deformation in different segments of the thrust belt, which have been shortened differentially by multiple episodes of non-coaxial transport, as a consequence of strike-slip transfer on high-angle faults (Avezzano-Bussi, Volturmo-Sangro), rotations onto low-angle detachments (Gran Sasso thrust belt, Sicilide thrust sheets), and impingement against foreland uplifts (Maiella). The resultant geometry of the central Apennines shows a strong distortion of structural axes between a northern block in the hanging wall of an arcuate thrust front E-W to N-S oriented (Gran Sasso-Mt. Picca overthrust) and a southern block, characterized by sub-parallel systems of NW-SE striking thrust sheets, transported onto the foreland domains. The latest deformational episodes of Pleistocene age involve the activity of systems of normal faults, bounding major continental basins and characterized by scattered seismic activity during historical times.

(\*) Istituto di Geologia e Geofisica, Università di Catania - Corso Italia, 55, 95129 Catania. E-mail: ghisetti@mbox.unict.it

(\*\*) Dipartimento di Scienze della Terra, Via Accademia delle Scienze, 5, 10123 Torino. E-mail: liviovez@tin.it

PAROLE CHIAVE: Evoluzione cinematica, fronti arcuati, bacini di avanfossa.

KEY WORDS: Kinematic evolution, arcuate thrust fronts, foreland basins.

## PREMESSA

Le aree centro-Appenniniche comprese nella "Carta Geologica dell'Abruzzo" alla scala 1:100.000, allegata a questo lavoro, costituiscono un elemento chiave di raccordo tra la parte settentrionale e meridionale della catena Appenninica. L'area cartografata ricade all'interno di due decine di Fogli alla scala 1:100.000. I dati geologici di partenza utilizzati sono costituiti da rilevamenti in aree dell'Abruzzo nord-orientale a scale da 1:10.000 a 1:25.000 (GHISETTI & VEZZANI, 1986; 1990; VEZZANI *et alii*, 1993). Nuovi rilevamenti alla scala 1:10.000 e 1:25.000 e nuove analisi stratigrafiche e strutturali sono stati effettuati nel settore compreso tra la Maiella e la costa Adriatica, nell'Alto Sangro, nell'area tra i Monti della Meta ed il M. Genzana, nei gruppi del M. Velino, M. Sirente e M. d'Ocre, nella Val Roveto, e nelle fosse di Caramanico, del Giovenco e del Sagittario. Per vari settori dove erano invece già disponibili dettagliate carte geologiche, quali la Marsica (COLACICCHI, 1967; COLACICCHI & PRATURLON, 1986; MICCADEI, 1993), la valle del Liri (DEVOTO, 1970), la zona di Carsoli-Tagliacozzo (MONTONE & SALVINI, 1990), la valle dell'Aterno (BOSI & BERTINI, 1970), la zona di Campo Felice (BOSI & MANFREDINI, 1967), la Montagna dei Fiori (MATTEI, 1987) e la Maiella (VECSEI, 1991), il lavoro è invece consistito in revisioni geologico-strutturali minori. Per la stratigrafia e la sedimentologia delle facies carbonatiche si è tenuto conto dei dati di DAMIANI *et alii*, (1991), dell'inquadramento generale proposto da COLACICCHI & BIGOZZI (1996) per il sistema della Piattaforma Carbonatica Laziale-Abruzzese e del Bacino Pelagico Marchigiano, e dei dati inediti raccolti da A. Bigozzi. La definizione stratigrafica delle diverse successioni affioranti, pertinenti ai diversi domini paleogeografici della Piattaforma Carbonatica Laziale-Abruzzese e della Piattaforma Abruzzese Esterna è illustrata nella legenda della "Carta Geologica dell'Abruzzo". Lo studio stratigrafico è stato effettuato da U. Follador per l'intervallo Pleistocene-Pliocene-Miocene, da F. Dela Pierre per l'intervallo Oligocene-Cretaceo e da A. Bigozzi per l'intervallo Giurassico-Triassico. Per i depositi continentali plio-pleistocenici hanno contribuito, con una serie di dati stratigrafici e strutturali sia editi che inediti, F. Galadini, C. Giraudi, P. Messina e A. Sposato.

Questa carta geologica alla scala 1:100.000 intende fornire una base aggiornata ed adeguata per l'estrapolazione, alla scala regionale ed in profondità, dei dati di superficie; questo aspetto assume particolare rilevanza ai fini del progetto CROP, dal momento che la sezione CROP 11 ha un tracciato che ricade ampiamente nell'area della "Carta Geologica dell'Abruzzo". Il documento cartografico elaborato risente di disomogeneità per alcuni aspetti metodologici e concettuali, che tuttavia riteniamo contenute entro limiti accettabili, tenuto conto sia della scala che delle finalità prevalentemente strutturali della rappresentazione cartografica adottata.

Lo scopo di questo lavoro è quello di presentare i nuovi dati emersi e focalizzare le interpretazioni adottate, sottolineandone gli aspetti più problematici e controversi, soprattutto per quel che concerne la definizione delle unità tettoniche ed i reciproci rapporti geometrici, e la ricostruzione dell'evoluzione cinematica dell'edificio tettonico. La discussione di queste problematiche intende fornire una chiave di lettura sintetica, certamente non esaustiva di tutti i contenuti stratigrafici e strutturali derivabili dalla "Carta Geologica dell'Abruzzo", alla quale si rimanda per gli elementi analitici desumibili dalla relativa legenda, dai profili geologici e dagli schemi di sintesi.

## INTRODUZIONE

L'Appennino centrale può essere differenziato relativamente alle porzioni settentrionale e meridionale della catena per l'assetto geometrico, l'entità dei raccorciamenti e la storia evolutiva. Questo segmento è tettonicamente delimitato a WNW dal fronte di sovrascorrimento Olevano-Antrodoco-M. Sibillini e ad ESE dalla Linea Volturino-Sangro (Fig. 1). Si tratta di due discontinuità di primo ordine, a direzione media N-S, caratterizzate da una complessa sequenza di meccanismi deformativi (CASTELLARIN *et alii*, 1978; SALVINI & VITTORI, 1982; GHISETTI & VEZZANI, 1983; DI BUCCI & TOZZI, 1991; CALAMITA & DEIANA, 1995), che mettono a contatto facies mesozoiche di diversa pertinenza paleogeografica (Fig. 2).

L'assetto tettonico dell'edificio centro-Appenninico mostra caratteri tipici di un *foreland fold-and-thrust belt*, come illustrato in diversi lavori di sintesi, che si sono avvalsi di dati di perforazioni e di sismica per ricerche di idrocarburi (BALLY *et alii*, 1986; MOSTARDINI & MERLINI, 1986). Tuttavia, la più complessa geometria di superficie e la distribuzione delle unità tettoniche in grandi sistemi ad arco si accompagna a brusche deflessioni delle direttrici strutturali, che comportano interferenze sia di ordine geometrico che cinematico (GHISETTI & VEZZANI, 1991; 1995; 1997; GHISETTI *et alii*, 1993). I sistemi ad arco dell'Appennino centrale mostrano alcuni caratteri peculiari, quali l'irregolare costruzione spaziotemporale dell'edificio tettonico, le complesse relazioni di intersezione geometrica tra piani di sovrascorrimento posti a diversi livelli strutturali, e l'interferenza tra sistemi deformativi traslati con direzioni di trasporto non coassiali, come ad esempio testimoniato dai rapporti di sovrapposizione del fronte arcuato Gran Sasso-M. Picca sui sistemi delle Unità Marchigiane (Fig. 1), e del fronte dei M. della Meta sulle unità della Piattaforma Carbonatica Laziale-Abruzzese (GHISETTI & VEZZANI, 1997). A questi segmenti di catena arcuati non può essere facilmente applicato un semplice modello di regolare progressione dei raccorciamenti verso l'esterno secondo una direzione di trasporto tettonico unica per tutto il sistema. Ne conseguono complessità nella ricostruzione del campo dinamico e della sua variazione nel corso della deformazione progressiva (VEZZANI & GHISETTI, 1995).

Le unità tettoniche della catena sono costituite da successioni coeve, ma di facies diversa (Fig. 3), sovrapposte lungo piani di sovrascorrimento che generalmente decorrono sub-paralleli ai limiti delle facies mesozoiche.







mali. Ad ovest della Linea Volturmo-Sangro il carattere dominante della catena è dato dalla strutturazione ad arco dei fronti (Fig. 1), con vistose deflessioni delle direttrici strutturali da orientazioni E-W a N-S (Gran Sasso-M. Picca, M. della Meta). Il quadro di superficie e di sottosuolo è compatibile sia con meccanismi trascorrenti destri con rigetti dell'ordine di diversi chilometri in corrispondenza della Linea Volturmo-Sangro, lungo un sistema di piani sub-verticali a forte penetrazione crostale, sia con lo sviluppo di sovrascorimenti pellicolari delle Unità Molisane e Sicilidi sulle Unità della Piattaforma Carbonatica Abruzzese Esterna e della Maiella.

## UNITA' TETTONICHE

I contatti di sovrascorimento che delimitano alla base le varie unità dell'edificio tettonico si differenziano per geometria, entità dei raccorciamenti ed età di attivazione. In particolare si distinguono sistemi di accavallamento tra loro sub-paralleli, caratterizzati da una progressiva deformazione con regolare migrazione in sequenza dall'interno verso l'esterno, e sistemi di piani più tardivi, che tagliano con geometrie fuori sequenza, ed in varie posizioni strutturali, elementi precedentemente accavallati dell'edificio tettonico. L'attuale assetto strutturale della catena (Figg. 1 e 4) appare tuttavia notevolmente modificato rispetto alle originarie geometrie della propagazione messiniano-infrapliocenica, a causa dell'effetto concomitante di scollamenti associati a rotazioni differenziali di blocchi, di successive modificazioni operate da faglie trascorrenti e normali, ed infine da processi erosivi conseguenti ai forti sollevamenti recenti.

Le principali unità tettoniche affioranti nell'Appennino centrale derivano da elementi originariamente collocati lungo il margine continentale Africano, la cui relativa posizione paleogeografica è illustrata in Fig. 2. Per la definizione analitica delle facies e della stratigrafia delle successioni coinvolte nella deformazione si rimanda alla legenda della "Carta Geologica dell'Abruzzo" (in allegato). Per la descrizione dei rapporti geometrici si farà, ove necessario, riferimento ai profili della "Carta Geologica dell'Abruzzo" citandoli con la relativa numerazione. La descrizione verrà eseguita a partire dalle formazioni marine postorogene affioranti lungo la fascia costiera Adriatica e proseguendo dalle unità esterne, geometricamente sottostanti, a quelle interne, occupanti posizioni strutturali via via più elevate. Verrà omessa la descrizione dei depositi continentali olocenici e plio pleistocenici, per i quali si rimanda invece ai lavori di GALADINI (1989), GIRAUDI (1989; 1992; 1995), GALADINI & MESSINA (1993; 1994), GALADINI *et alii* (1993) e GIRAUDI & FREZZOTTI (1995).

### Depositi dell'avanfossa pliocenica e quaternaria Successione del Pleistocene inferiore p.p.-Pliocene superiore

Lungo la fascia costiera Adriatica, al disotto di estese coperture di depositi fluviali e lacustri di età medio-suprapleistocenica ed olocenica, assumono ampio sviluppo i termini del ciclo suprapliocenico-infrapleistocenico, che affiorano con diverse centinaia di metri di

spessore di prevalenti argille azzurre di piattaforma, con sottili intercalazioni sabbiose; verso la base è localmente presente un corpo conglomeratico a sviluppo lenticolare (Conglomerati di Turrivalignani). Questa successione marina di piattaforma passa verticalmente ai termini di chiusura del ciclo, rappresentati da sabbie da marine a litorali, a fluvio-deltizie, di età Pleistocene inferiore. Nel complesso l'intera successione è compresa nell'ambito delle Zone a *Hyalinea balthica* ed a *Globorotalia inflata*. Essa si sviluppa come una regolare monoclinale immergente verso est con inclinazioni di 15-20°, interessata da blande pieghe ad assi N-S (cfr. parte orientale dei profili 2 e 3), come ad esempio l'ampia sinclinale di Notaresco. A sud del F. Pescara la successione è localmente intersecata da faglie normali a debole rigetto, a prevalente direzione NW-SE, e da più rare faglie a direzione E-W, probabilmente connesse con la tettonica del substrato Apulo, che in questo settore è sepolto a debole profondità.

### Formazione Castilenti

Al disotto di una discordanza di tipo 2, riconosciuta in sismica tra il F. Pescara ed il F. Vomano, affiora una potente successione di sedimenti prevalentemente pelitici, con più rare intercalazioni sabbioso-conglomeratiche, e con alternanze calcarenitico-sabbiose, con microfaune delle Zone a *Globorotalia inflata* ed a *Globorotalia crassaformis*. Si tratta di una formazione di età Pliocene medio-superiore per la quale si possono stimare, integrando i dati di superficie con quelli di sottosuolo, spessori complessivi variabili da 400 a 1000 m. A nord del F. Vomano lo stesso intervallo crono-stratigrafico è rappresentato da una successione a maggior contenuto clastico, suddivisa in due membri, separati tra loro da una discordanza individuata in sottosuolo su base sismica. Il membro superiore (Membro di Ancarano) è caratterizzato da prevalenti peliti con intercalazioni sabbioso-conglomeratiche nella parte apicale (Colle Montarone) e più frequenti calcareniti, arenarie e conglomerati verso la base (Fosso Monteverde, Cellino Attanasio). Questa successione è di età Pliocene superiore, essendo compresa nell'intervallo bio-stratigrafico della Zona a *Globorotalia inflata*. Il membro inferiore (Membro di Casaleno), di età Pliocene medio, è costituito da prevalenti peliti, con microfaune della Zona a *Globorotalia crassaformis*, con livelli sabbioso-siltosi alla base (Penna Alta).

La Formazione Castilenti è deformata da pieghe asimmetriche est-vergenti a largo raggio di curvatura e da faglie inverse, sviluppate secondo direzioni NNW-SSE, desumibili dalla geologia di sottosuolo (cfr. parte orientale dei profili 1 e 2).

### Bacini satelliti

Si tratta di depositi calciruditico-conglomeratici con intercalazioni arenaceo-pelitiche, discordanti su unità tettoniche della catena Appenninica già accavallate e suddivisibili in due gruppi: il primo in appoggio discordante sulle Unità della Piattaforma Carbonatica Laziale Abruzzese e del relativo margine, il secondo su diverse Unità Molisane e Sicilidi (Fig. 4).

Il primo gruppo comprende le Calciruditi di Calaturo, di età Pliocene inferiore, in appoggio discordante sull'Unità del M. Morrone, le Calciruditi di Rigopiano di età Pliocene inferiore ed i Conglomerati di M. Coppe, di



età Pliocene inferiore-Messiniano (?), che poggiano discordanti sulle Unità del Gran Sasso, ed i Conglomerati di Le Vicenne e di Bocche di Mezzana, di età Messiniano, discordanti sull'Unità della Marsica occidentale e sull'Unità della Montagna Grande, rispettivamente.

Il secondo gruppo comprende la successione calcarenitico-sabbiosa-argillosa di Casalanguida-Colle Cenerre, di età Pliocene inferiore-medio, le Argille di Fara San Martino di età Pliocene inferiore, i Conglomerati di Colle Perrone e le Calcareniti di Roccascalegna, di età Pliocene inferiore, ed i Conglomerati calcarei ed i Gessi di Gessopalena, di età Pliocene inferiore basale-Messiniano, complessivamente discordanti sulle Unità Molisane e Sicilidi.

Più estesi affioramenti di alternanze argilloso-sabbioso-arenacee, di età Messiniano-Tortoniano p.p. (Torrella del Sannio, Valli) e di conglomerati (Molise), discordanti sulle Argille Varicolori Sicilidi, sono presenti (Fig. 4) nell'alto Molise (zona di Campobasso), al di fuori dell'area della "Carta Geologica dell'Abruzzo".

Da un punto di vista strutturale gli affioramenti dei bacini satelliti contraddistinguono il nucleo di strutture sinclinali preservate al retro dei principali fronti di accavallamento regionale, con una distribuzione delle facies da conglomeratiche a sabbioso-argillose strettamente controllata dalle fasi della tettonica compressiva.

#### Unità Sicilidi

Le Unità Sicilidi, che costituiscono gli elementi di provenienza più interna, comprendono un complesso altamente eterogeneo e caotico di ripetute alternanze di argille rosse, grigie, nere e verdi, con rare e sottili intercalazioni di marne, di calcilutiti tipo Alberese, di calcari selciferi e di torbiditi siltitico-arenacee e di quarziti verdastre (Argille Varicolori *Auctorum*). Nonostante la caoticità, è evidenziabile una geometria deformativa tipica delle Argille Varicolori, con ripetitive superfici di taglio sub-planari, cui si associano clivaggi anastomizzati a spaziatura da centimetrica a decimetrica, che delimitano litoni di forma sub-prismatica, allungati parallelamente ai contatti tettonici.

Le Unità Sicilidi si trovano a differenti livelli strutturali. In molti settori esse decapitano, tramite un sistema fuori sequenza di piani sub-orizzontali di accavallamento, le Unità Molisane. La troncatura di diversi contatti interni all'edificio Molisano causa talora situazioni complesse, con ripetute interposizioni tra Unità Molisane e Sicilidi e con sviluppo di un sistema a *duplex* ad est della Linea Volturmo-Sangro, dove si configura un ampio sovrascorrimento del fronte verso est, fino al di sopra dei termini infrapleistocenici dell'avanfossa Bradanica. Invece, lungo una fascia parallela al margine Adriatico, tra il F. Sangro ed il F. Trigno, le Unità Sicilidi si trovano in appoggio tettonico sulle Unità Adriatiche deformate (come nella Finestra di Casoli, cfr. profilo 3) e mostrano spesso rapporti di involuppo tettonico rispetto alle Unità Molisane dei Monti Frentani, di Colle dell'Albero-Tuffillo e dei Monti Pizzi-Agnone. Nei settori più meridionali del Molise, nella zona di spartiacque tra il F. Trigno ed il F. Biferno (Fig. 4) ed ancora più a sud nell'Appennino Foggiano (CROSTELLA & VEZZANI, 1964), le Argille Varicolori, sormontate a tetto dai depositi arenaceo-marnosi tortoniano-messiniani della For-

mazione S. Giorgio di SELLI (1962), costituiscono elementi sovrascorsi a tetto dell'intero edificio tettonico. Questi rapporti geometrici suggeriscono fasi di riattivazione di età infrapleistocenica dei sistemi di accavallamento lungo il fronte della catena. Infine, nelle zone più interne, in Valle Latina, le Argille Varicolori si trovano tettonicamente implicate lungo il fronte della catena dei M. Lepini-Aurunci (Fig. 4), dove poggiano come *klippen* sui carbonati della Piattaforma Laziale-Abruzzese (M. Caccume), o si trovano come olistostromi intercalati al Flysch di Frosinone (CIPOLLARI & COSENTINO, 1995).

Le Argille Varicolori Sicilidi affioranti in vasti settori dell'Appennino Molisano, Apulo e Lucano sono state attribuite da alcuni Autori (MOSTARDINI & MERLINI, 1986; PESCATORE, 1988) al Bacino Lagonegrese, come ad esempio risulta per i settori Campani ed Apulo-Molisani (e non per quelli Lucani) della "Carta Geologica dell'Appennino Meridionale" di BONARDI *et alii* (1988). Si tratta di un'incongruenza che deriva dall'aver confuso ed unificato le Argille Varicolori Sicilidi di età Cretaceo superiore-Eocene (*sensu* OGNIBEN, 1969) con le Argille marnose policrome, di età Burdigaliano-Oligocene, presenti alla base delle formazioni calcareo-marnose di Tuffillo e di Faeto (Unità Molisane), di età Tortoniano-Langhiano. Sulla base di nuove ricerche stratigrafiche e strutturali, attualmente in corso in Molise, le Argille Varicolori cretaceo-coceniche rappresentano i depositi del bacino Sicilide, posto in posizione più interna rispetto alla Piattaforma Carbonatica Laziale-Abruzzese e pertanto separato dal bacino Molisano (Fig. 2).

#### Unità della Piattaforma Carbonatica Laziale-Abruzzese

Nelle Unità tettoniche derivanti dalla deformazione della Piattaforma Carbonatica Laziale-Abruzzese e delle sue facies di transizione (Gran Sasso, M. Genzana, cfr. Fig. 2) la geometria deformativa (Fig. 4) è dominata da strutture tettoniche contrazionali, di età messiniano-infrapliocenica, in parte ereditate dalla segmentazione in blocchi durante le fasi distensive mesozoiche, cui si sono sovrapposte complesse componenti rotazionali, sia antiorarie che orarie, collegate da alcuni Autori (GHISSETTI *et alii*, 1992; MATTEI *et alii*, 1995; SPERANZA *et alii*, 1997), a movimenti trascorrenti su sistemi di faglie subverticali, ad orientazione sia parallela che trasversale rispetto alle direttrici tettoniche della catena. Queste strutture trasversali funzionano da elementi di svincolo tettonico, necessari per il trasferimento di entità di raccorciamento differenziale dei sovrascorrimenti. Il principale esempio di questo tipo di strutture è dato dal sistema di faglie trascorrenti ad orientazione ENE-WSW Avezzano-Bussi (Fig. 1), in parte impostato lungo un paleolimito di facies, di età mesozoica, che separa gli elementi strutturali a direzione NNW-SSE posti a sud (fronti della Marsica, Montagna Grande, M. Genzana), da quelli a direzione da E-W a NW-SE posti a nord (fronte del Gran Sasso, fronte del M. Cagno-M. d'Ocre).

A sud della Linea Avezzano-Bussi le Unità della Piattaforma Carbonatica Laziale-Abruzzese sono segmentate da sistemi di piani di accavallamento ad orientazione NW-SE con, dall'interno verso l'esterno, i fronti della Val Roveto, del Giovenco, del Tasso-Sagittario e del M. Genzana (Fig. 1). Si tratta di piani che accavallano ripetutamente successioni della Piattaforma Carbona-



tica Laziale-Abruzzese e che risultano anche caratterizzati (per es. Val Roveto, Tasso-Sagittario) da componenti trascorrenti. Questi piani sono troncati dalla Linea Avezzano-Bussi, e pertanto la loro estrapolazione verso nord è, in molti casi, problematica.

A nord della Linea Avezzano-Bussi i fronti principali sono rappresentati, dall'interno verso l'esterno, da piani che gradualmente passano da orientazioni dominanti WNW-ESE (fronte del M. Orsello-Magnola, fronte del M. Sirente) ad orientazioni circa E-W (fronti del M. Cagno, fronte dell'Aterno, fronte del M. Gabbia), tendendo ad una parallelizzazione con il fronte del Gran Sasso. La regolare vergenza nord-orientale degli accavallamenti è talora interrotta da retrovergenze, come nel caso del fronte Colle di Lucoli-M. d'Ocre. Questi piani di sovrascorrimento sono stati attivati successivamente all'episodio evaporitico del Messiniano, con raccorciamenti distribuiti su diverse zone di deformazione tra loro sub-parallele. Il regolare assetto tettonico che caratterizza le Unità della Piattaforma Carbonatica Laziale-Abruzzese (facies di piattaforma e di margine-soglia) cambia radicalmente in corrispondenza delle unità meno competenti delle facies di transizione piattaforma-bacino (Fig. 3), ben sviluppate lungo il fronte arcuato Gran Sasso-M. Picca, che costituisce la struttura di accavallamento basale e frontale delle Unità di transizione della Piattaforma Carbonatica Laziale-Abruzzese su quelle Marchigiane.

*Unità dei M. Simbruini-Ernici, Serra Lunga, Marsica occidentale, M. Velino, M. Sirente occidentale, M. d'Ocre.*

Le successioni deformate in queste Unità comprendono facies di piattaforma interna del dominio della Piattaforma Carbonatica Laziale-Abruzzese, suddivise in tre principali strutture tra loro sub-parallele, a direzione NW-SE, separate dagli stretti corridoi del Giovenco-Sangro, di Villavallelonga e della Val Roveto, colmati da depositi silico-clastici messiniani (Fig. 4 e profili 2 e 4). Queste strutture sono delimitate ad est da sistemi di faglie inverse est-vergenti e, ad ovest, da faglie normali fortemente inclinate verso ovest, con componenti di movimento trascorrente sinistro (ACCORDI, 1966; SALVINI, 1991).

A nord della Linea Avezzano-Bussi si individuano due principali elementi tettonici, separati da un piano di sovrascorrimento a sviluppo regionale (S. Potito-Lucoli) che dalla Piana del Fucino, con direzione N-S, si estende fino all'Altipiano delle Rocche, da dove si suddivide in due piani, deflessi verso direzioni E-W, che delimitano la scaglia di M. Cagno-M. d'Ocre (Tav. Ia), e che verso nord convergono in un'unica struttura a direzione NNW-SSE lungo il fronte retrovergente Colle di Lucoli-M. d'Ocre.

L'elemento a tetto del sistema di sovrascorrimento è costituito dall'Unità del M. Velino-Magnola (profilo 2), deformata internamente da sistemi di pieghe a direzione WNW-ESE, a piani assiali da sub-verticali a inclinati di 45° verso nord, tagliati da faglie normali con prevalenti orientazioni NW-SE ed E-W (Tav. Ib).

Il sistema di faglie San Potito-Lucoli è caratterizzato anche da componenti transpressive, cui sono collegabili la scaglia tettonica di Corniola affiorante tra San

Potito ed Ovindoli (Tav. Ic) e le scaglie presenti lungo l'allineamento strutturale M. Rotondo-M. delle Cannelle, ed altre ancora, di minore sviluppo, allineate, più a NNW, lungo il fronte del M. Cagno. Le unità di letto del sistema di sovrascorrimenti San Potito-Lucoli comprendono la monoclinale del M. Sirente e le dorsali a direzione NW-SE sviluppate sulla destra del F. Aterno, tra Bagno e Secinaro.

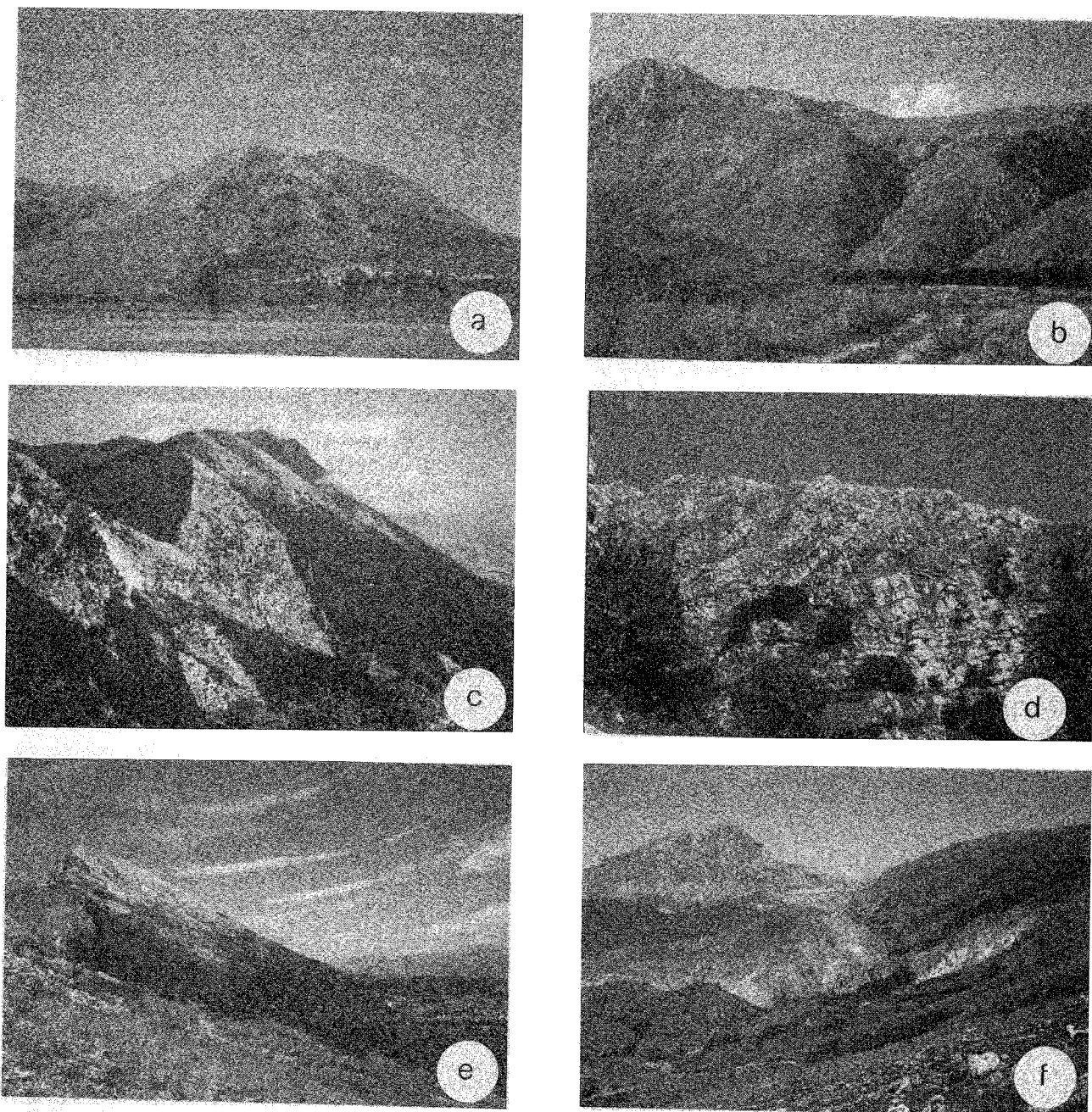
L'Unità del M. Sirente occidentale ha un assetto di monoclinale, immergente verso sud-ovest, traslata lungo un piano di sovrascorrimento a basso angolo, sub-parallelo alla stratificazione, e sormontata dai *klippen* di M. Secino, M. Etra (Tav. Id), M. della Revecena, Serra di Celano (Tav. Ie), che comprendono successioni intensamente piegate e fagliate, con generale vergenza verso NE. Questo allineamento è bruscamente interrotto a ESE, tra Celano, Aielli e Secinaro, dalle faglie del sistema Avezzano-Bussi (Tav. If).

Le Unità della Piattaforma Carbonatica Laziale-Abruzzese comprese tra Bagno e Secinaro si configurano come una serie di monoclinali immergenti verso sud-ovest, segmentate da sistemi di faglie normali a direzione NW-SE che obliterano largamente la geometria dell'edificio compressivo.

*Unità della Montagna Grande, del M. Sirente orientale, M. Rofano-Rocca Calascio*

L'Unità della Montagna Grande è una monoclinale immergente ad est con valori di circa 30°, tagliata sul fianco orientale da un piano di accavallamento est-vergente, a basso angolo (profilo 4), che la sovrappone all'Unità di Monte Genzana, e troncata ad ovest dal sistema di faglie subverticali del Giovenco (CORRADO *et alii*, 1990), caratterizzato da componenti transpressive e da retroscorrimenti, che causano ripetizioni tettoniche interne alla Piattaforma Carbonatica Laziale-Abruzzese, come ad esempio al M. Turchio. L'associazione strutturale di retroscorrimenti ovest-vergenti lungo la linea alto Sangro-Giovenco e di sovrascorrimenti est-vergenti lungo la linea Profluo-Tasso-Sagittario (COLACICCHI, 1967) ha portato CORRADO *et alii* (1990) ad interpretare la Montagna Grande come una struttura transpressiva regionale, impostata lungo il paleomargine della Piattaforma Carbonatica Laziale-Abruzzese.

PATACCA *et alii* (1991), sulla base della presenza di orizzonti gessarenitici messiniani nel Flysch di Anversa degli Abruzzi, hanno proposto un'originaria collocazione delle facies della Montagna Grande in posizione più esterna rispetto a quelle del M. Genzana, e pertanto adiacenti alle facies del M. Arazzecca, ed hanno interpretato la Montagna Grande come una finestra tettonica, emergente al di sotto della Piattaforma Carbonatica Laziale-Abruzzese ad ovest e del M. Genzana ad est. Tuttavia, i dati di terreno (profilo 4) consentono, in accordo con COLACICCHI (1967) e COLACICCHI & PRATURLON (1986), di considerare l'Unità della Montagna Grande-M. Marsicano come l'originario margine orientale della Piattaforma Carbonatica Laziale-Abruzzese, e di collocare le facies di transizione e di bacino dell'Unità di M. Genzana in posizione intermedia tra le facies di margine della Montagna Grande-M. Marsicano ad ovest e quelle del M. Arazzecca ad est (Fig. 2). Il problema paleogeografico presentato da PATACCA *et alii* (1991) è



Tav. I - a) Anticlinale di M. Cagno, sovrascorsa sul Flysch messiniano tramite un piano di accavallamento a direzione NW-SE. In primo piano, il paese di Rocca di Cambio.  
 b) Versante meridionale del M. Velino visto da sud. E' evidente il piano di faglia normale a direzione WNW-ESE che solleva la dorsale carbonatica del M. Velino.  
 c) Fronte di accavallamento Celano-S. Potito-Ovindoli, a direzione NNW-SSE, visto da ovest. Lungo questo piano sono implicate scaglie tettoniche di Corniola.  
 d) Sovrascorrimenti minori lungo il fronte di M. Etra. Vista da ovest.  
 e) Fronte di accavallamento della Serra di Celano, visto da ovest. In basso, il paese di Celano.  
 f) Segmento di faglia appartenente al sistema Avezzano-Bussi-valle del Pescara, visto da sud-est. E' evidente la spessa fascia cataclastica associata al piano. Sullo sfondo a sinistra la struttura sovrascorsa di M. Etra.

stato discusso da CORRADO *et alii* (1986), che hanno invece interpretato i depositi con gessareniti affioranti ad Anversa degli Abruzzi come svincolati dalla successione della Montagna Grande, ad opera di una zona di taglio trascorrente successiva ai sovrascorrimenti, che avrebbe determinato l'accostamento di depositi silico-clastici appartenenti ad avanfosse diverse. I nostri dati concordano con quelli di PATACCA *et alii* (1991) nel ritenere stratigrafico il passaggio tra i carbonati del Miocene medio ed i sovrastanti depositi torbiditici di avanfossa, cui sono

stratigraficamente legati i livelli di gessareniti di Anversa degli Abruzzi, ma ne divergono per l'interpretazione della posizione geometrica dell'Unità della Montagna Grande, che consideriamo tettonicamente sovrascorsa su quella del M. Genzana e non in finestra tettonica, come invece proposto da questi Autori.

A nord del sistema di faglie Avezzano-Bussi le successioni del M. Sirente orientale e di Rocca Calascio, in facies di margine di piattaforma e, in parte, di scarpata, sono delimitate da un sistema di piani di sovrascorri-

mento a direzione E-W, che tra il M. Bolza e Campo Imperatore ne determinano la sovrapposizione tettonica sulle sottostanti Unità del Gran Sasso. Questi piani sono riutilizzati con componenti normali dal sistema di faglie normali plio-pleistoceniche di Campo Imperatore, aventi la medesima orientazione. In complesso l'Unità del M. Sirente orientale-Rocca Calascio è costituita da una serie di monoclinali, a direzione WNW-ESE, immergenti in gran parte verso sud, e troncate da sistemi di faglie normali con piani a geometria listrica che, secondo D'AGOSTINO *et alii* (1994), accomoderebbero elevate componenti di estensione (cfr. VEZZANI & GHISETTI, 1995).

*Unità del Gran Sasso, M. Cappucciata, M. Mentino, Forca Caruso, M. Genzana.*

L'Unità di M. Genzana-M. Mentino costituisce un'anticlinale ad asse N 340°, con immersione assiale verso NNW (M. Prezza), tagliata bruscamente a sud, tra Alfedena e Scontrone, dalla Linea Volturmo-Sangro. E' delimitata ad est da un fascio di piani di sovrascorrimento sub-paralleli a direzione media N-S ed inclinazione di 45° verso ovest, che determinano la sovrapposizione tettonica delle facies di transizione di M. Genzana sul Flysch messiniano di Rocca Pia. Nei pressi di Rocca Pia il piano di sovrascorrimento dell'Unità di M. Genzana sulle Unità Abruzzesi Esterne (M. Rotella e M. Arazzecca), è tagliato dal sistema di faglie normali Pettorano sul Gizio-Rocca Pia-Piano delle Cinque Miglia-Piano d'Aremogna, che lo abbassa verso WSW, con componenti normali (profilo 4). Il medesimo contatto tettonico è troncato dalla Linea Volturmo-Sangro.

Questa situazione strutturale impedisce di valutare l'entità dei raccorciamenti intercorsi tra l'Unità di M. Genzana e quella del sistema M. Morrone, M. Rotella, M. Arazzecca, anche se l'obliterazione delle Unità Molisane e delle facies di margine e soglia della Piattaforma Carbonatica Abruzzese Esterna del M. Morrone rendono plausibili forti componenti di raccorciamento (VEZZANI & GHISETTI, 1995).

La strutturazione delle Unità del Gran Sasso e di M. Cappucciata affioranti a nord della Linea Avezzano-Bussi è stata ampiamente descritta in numerosi lavori di dettaglio e di sintesi (GHISETTI & VEZZANI, 1991; 1995; 1997), che hanno messo in evidenza gli intensi raccorciamenti differenziali subiti da queste unità di transizione, ripetutamente piegate ed accavallate con vergenza settentrionale nella catena del Gran Sasso. Si tratta di un involuppo di piani a basso angolo, orientati E-W (Tav. IIc), sviluppati tra Posta e Rigopiano e deflessi secondo direzioni N-S, lungo la zona di taglio transpressiva destra Rigopiano-Bussi (GHISETTI *et alii*, 1992), cui si accompagnano le scaglie tettoniche di Colle Madonna e La Queglia (Tav. IId). In corrispondenza del fronte del Gran Sasso sono state evidenziate forti entità di raccorciamento localizzato, decrescenti da est verso ovest, rotazioni antiorarie fino a 90° (DELA PIERRE *et alii*, 1992) e riattivazioni polifasiche (GHISETTI & VEZZANI, 1991; 1997) nel corso di successivi eventi tra il Messiniano ed il Pliocene medio, culminati con la sovrapposizione fuori sequenza dell'intero edificio, strutturato con direttrici E-W, sulle Unità Marchigiane, caratterizzate da direttrici tettoniche NNW-SSE (Tav. IIe). L'edificio è segmentato

da importanti sistemi di faglie normali, a orientazione E-W, che si sovrappongono in parte sui principali accavallamenti fuori sequenza ad alto angolo, come evidenziato per il sistema di faglie delle Tre Selle (Tav. IIIf).

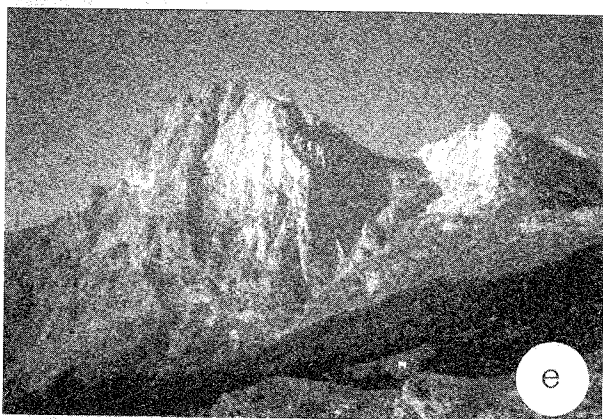
L'intero sistema delle Unità del Gran Sasso-M. Picca scompare verso ovest, tra Posta e Antrodoco, al disotto del fronte di accavallamento Olevano-Antrodoco-M. Sibillini, che determina l'appoggio fuori sequenza delle Unità Umbre al disopra delle Unità Marchigiane e della Piattaforma Carbonatica Laziale-Abruzzese (Fig. 4).

Un sistema di accavallamento arcuato con geometrie complessivamente simili a quelle del fronte del Gran Sasso è anche riscontrabile nella porzione più meridionale dell'Abruzzo, in corrispondenza del fronte dei M. della Meta, che da direzioni E-W lungo la valle del F. Sangro deflette bruscamente verso direzioni N-S a sud di Barrea. Il segmento N-S è a sua volta troncato in discordanza dal fronte E-W Villa Latina-Colli al Volturmo (Fig. 1).

*Unità del Bacino Marchigiano*

Le Unità Marchigiane affiorano a letto del fronte di sovrascorrimento Olevano-Antrodoco-M. Sibillini, da dove si sviluppano verso la costa Adriatica. Si estendono verso nord lungo il bordo Padano dell'Appennino settentrionale, dove sono sormontate tettonicamente dalle Unità Liguridi esterne ed epi-Liguri. Verso sud scompaiono al di sotto del fronte del Gran Sasso, formando il letto dell'edificio tettonico Laziale-Abruzzese. Le Unità Marchigiane sono costituite da successioni di bacino pelagico (Fig. 3), ripetutamente accavallate tramite una serie di piani di sovrascorrimento a basso angolo, a dominante orientazione N-S. Le successioni sono deformate da pieghe asimmetriche ad assi a direzione media anch'essa N-S (profilo 1), con fianchi occidentali a regolare immersione verso ovest e fianchi orientali da verticali a rovesciati, con vergenza globale delle strutture verso est. Le pieghe sono troncate sul fianco occidentale da faglie normali ad alto angolo a forte rigetto (per es. faglia del M. Gorzano, faglia della Montagna dei Fiori), oblique rispetto alle strutture compressive. Le Unità tettoniche di Tossicia e di Farindola mostrano in affioramento soltanto i livelli stratigrafici più elevati della successione, deformati da strutture plicative asimmetriche, a generale vergenza nord-orientale, delimitate frontalmente da piani di accavallamento ad alto angolo, e talora accompagnati da sistemi di sovrascorrimento retrovergenti.

I piani di accavallamento mostrano un'attivazione sequenziale nell'intervallo tra il Messiniano post-evaporitico ed il Pliocene inferiore. Nell'area compresa nella "Carta Geologica dell'Abruzzo" i principali piani di accavallamento emergono in corrispondenza dei fronti ad orientazione NNW-SSE di Valle Castellana, della Montagna dei Fiori-Montagnone, di Teramo-Tossicia e di Maltignano-Bisenti-Pietranico (Fig. 1). Tramite quest'ultimo piano di accavallamento l'intera struttura dell'edificio Marchigiano ricopre tettonicamente, verso est, le Unità Adriatiche deformate (Villadegna-Cellino), a loro volta coperte in discordanza, in prossimità della costa Adriatica, dai sedimenti dell'avanfossa pliocenica-quadernaria (Formazioni Castilenti e successione del Pliocene superiore-Pleistocene inferiore p.p.).



- Tav. II - a) Immersione assiale verso nord dell'anticlinale della Maiella vista dalla fossa di Caramanico.  
 b) Sinclinale ad asse N-S a Colle dell'Albero, nell'Unità di Colle dell'Albero-Tuffillo. Vista da sud-est.  
 c) Versante meridionale della catena del Gran Sasso da M. Brancastello alle Torri di Casanova, vista da sud (Campo Imperatore). E' evidente il piano sub-orizzontale che sovrappone il Calcare Massiccio dell'Unità di M. Prena sulle facies pelagiche della Corniola e del Verde Ammonitico dell'Unità di Santa Colomba. In primo piano una fascia di cataclasi bianche marca il piano di sovrascorrimiento dell'Unità dell'Omo Morto (GHISSETTI & VEZZANI, 1986).  
 d) Struttura anticlinale de La Queglia, lungo la fascia transpressiva destra Rigopiano-Bussi. Vista da sud.  
 e) Panoramica del Corno Grande e del Corno Piccolo vista da nord. Sono evidenti diversi piani a basso angolo, a direzione E-W, che sovrappongono le Dolomie alle successioni pelagiche (dalla Corniola alla Scaglia cinerea) affioranti in corrispondenza del fianco rovesciato della piega frontale a piano assiale E-W, inclinato verso sud. In primo piano affiora il letto della struttura, rappresentato dal Flysch della Laga e dalle Marne con Cerrognone delle Unità Marchigiane, coperti da conglomerati e breccie quaternarie.  
 f) Segmento occidentale della faglia normale delle Tre Selle, sul fianco meridionale di M. Corvo, lungo la valle del F. Chiarino. Vista da sud-ovest.

#### Unità del Bacino Molisano

Nei settori esterni della catena Appenninica le Unità Molisane e Sicilidi sono sovrapposte ad elementi dell'avampaese Apulo deformato (Maiella, Casoli), e vengono a contatto, lungo la Linea Volturmo-Sangro, con le Unità della Piattaforma Carbonatica Abruzzese Esterna (M. Morrone, M. Porrara, M. Rotella, M. Arazzecca)

e, localmente, anche con le Unità di transizione del M. Genzana e dei M. della Meta. Questa giustapposizione, associata ad importanti componenti di movimento orizzontale e di sollevamento differenziale, nonché a distorsioni con rotazioni delle direttrici strutturali, viene accomodata lungo un fascio di strutture con diversa cinematica, che definiscono in

superficie l'allineamento strutturale della Linea Volturno-Sangro.

Le Unità Molisane sono geometricamente sovrapposte su elementi esterni dell'avampaese deformato (Unità Maiella e Casoli), presentando pertanto una posizione confrontabile con quella delle Unità Marchigiane a tetto dell'Unità Villadegna-Cellino. Tale analogia di posizione geometrica suggerisce un originario raccordo dei bacini Marchigiano e Molisano in un unico dominio pelagico separante la Piattaforma Carbonatica Laziale-Abruzzese dalla Piattaforma Carbonatica Abruzzese Esterna (Fig. 2).

All'interno delle Unità Molisane la presenza di numerosi orizzonti di scollamento favorisce lo sviluppo di piani a basso angolo, che si intersecano con complicate geometrie fuori sequenza. In diversi settori sono invece sviluppati piani di taglio subverticali, lungo i quali si evidenziano allineamenti di strutture transpressive a direzione NNE-SSW, con sviluppo sub-parallelo alla Linea Volturno-Sangro (*klippen* di Montalto e dei M. Pizzi). Le Unità Molisane costituiscono un sistema imbricato, suddiviso, dall'alto verso il basso, nelle tre principali Unità dei M. Pizzi-Agnone, di Colle dell'Albero-Tuffillo, e dei M. Frentani.

#### *Unità dei M. Pizzi-Agnone*

Corrisponde ad una delle Unità Molisane più interne che poggia, tramite un contatto di accavallamento tettonico debolmente inclinato verso est, sulle Unità della Piattaforma Carbonatica Abruzzese Esterna di M. Morrone e di M. Arazzecca e sull'Unità della Maiella (profilo 4). A sud di Roccaraso queste relazioni geometriche risultano modificate da accavallamenti tettonici sviluppati lungo la Linea Volturno-Sangro, con sovrascorrimento dei carbonati dell'Unità di M. Arazzecca sul Flysch di Agnone. L'Unità dei M. Pizzi-Agnone è internamente suddivisa in due sub-Unità da un piano di sovrascorrimento sub-orizzontale, che converge verso nord con il piano inferiore, determinando la diretta sovrapposizione del corpo superiore sul Flysch della Maiella. L'elemento inferiore (sub-unità di Agnone), costituito in affioramento esclusivamente dal Flysch di Agnone, è deformato da pieghe e faglie inverse a direzione N-S con vergenza orientale (profilo 5). L'elemento superiore (sub-Unità dei M. Pizzi) che affiora con spessori piuttosto limitati, è deformato da pieghe anticlinali e sinclinali, raccordate tramite lunghi fianchi monoclinali, tagliati da sistemi ripetitivi di faglie inverse a direzione N-S a basso angolo e da superfici di scollamento sub-orizzontali (profilo 5). L'edificio è segmentato da faglie trasversali ad orientazione NW-SE, a debole rigetto, con predominanti meccanismi normali.

#### *Unità di Colle dell'Albero-Tuffillo*

E' delimitata alla base da un piano di retroscorrimento a direzione NNW-SSE, a vergenza occidentale, probabilmente connesso con un alto strutturale del substrato Apulo, sviluppato da Schiavi d'Abruzzo sul F. Trigno, alla zona di Archi sul F. Sangro. Tale piano sovrappone e/o giustappone l'Unità di Colle dell'Albero-Tuffillo su quella dei M. Pizzi-Agnone, con inversione degli originari rapporti geometrici di sovrapposizione tettonica (profilo 4). Questa Unità è deformatata da sistemi

di pieghe anticlinali e sinclinali generalmente simmetriche (Tav. IIb), con assi che, procedendo da nord a sud (Fig. 4), deflettono progressivamente da orientazioni N-S a orientazioni NW-SE. Questo insieme di strutture è tagliato verso l'esterno dall'accavallamento tettonico fuori sequenza delle Unità Sicilidi che, nella bassa valle del F. Sangro, mostrano frequentemente rapporti di sviluppo tettonico con le sottostanti Unità Molisane.

#### *Unità dei M. Frentani*

Costituisce l'Unità Molisana più esterna e strutturalmente più profonda. Si differenzia dalle altre Unità Molisane per la presenza di una successione terrigena contenente gessareniti, gessi e marne diatomitiche, seguite verso l'alto da conglomerati a clasti gessosi del Messiniano superiore. Essa è delimitata, sia a tetto che a letto, da piani di sovrascorrimento a direzione WNW-ESE. Nelle zone più esterne e lungo il fronte è involupata dalle Argille Varicolori delle Unità Sicilidi, con sviluppo di sistemi di ripetute scaglie tettoniche, che deformano anche i depositi pliocenici dei bacini satelliti di Casalanguida-Colle Cenere, come suggerito anche dai dati di sottosuolo e di superficie (profilo 4).

#### *Unità della Piattaforma Carbonatica Abruzzese Esterna*

Le Unità della Piattaforma Carbonatica Abruzzese Esterna costituiscono una finestra tettonica sormontata ad ovest dalle Unità della Piattaforma Carbonatica Laziale-Abruzzese (M. Genzana) e ad est, lungo la Linea Volturno-Sangro, dalle Unità Molisane. Queste unità sono troncate a nord, all'altezza di M. di Roccatagliata, dal sistema di faglie Avezzano-Bussi, mentre a sud si articolano secondo un sistema di scaglie con disposizione *en échelon* destro, i cui fronti di sovrascorrimento, confinati verso est dalla Linea Volturno-Sangro, deflettono da orientazioni NNW-SSE a N-S, configurando sistemi arcuati (per es. M. Arazzecca, Fig. 4). Più a sud le Unità della Piattaforma Carbonatica Abruzzese Esterna riaffiorano in una finestra tettonica minore nel gruppo delle Mainarde, a letto dell'Unità dei M. della Meta e delle Unità Molisane, dove gli originari rapporti di sovrascorrimento sono in gran parte obliterati ed invertiti da riattivazioni con meccanismi normali. Le Unità della Piattaforma Carbonatica Abruzzese Esterna costituiscono un sistema suddiviso, dal basso verso l'alto, nelle principali Unità di M. Morrone e del M. Porrara, Pizzalto, M. Rotella, M. Arazzecca, e delle Mainarde.

#### *Unità di M. Morrone*

E' costituita da una successione meso-cenozoica in facies di scarpata-bacino prossimale nel M. Morrone settentrionale e di piattaforma interna e di margine nel M. Morrone meridionale (Fig. 2). Strutturalmente costituisce un'anticlinale asimmetrica rovesciata a direzione NW-SE, a vergenza Adriatica, che si raccorda verso SE con la scaglia del M. Porrara, ed è troncata verso nord dal sistema di faglie Avezzano-Bussi. Il fianco nord-orientale della struttura del M. Morrone, da verticalizzato a rovesciato (profilo 3), è tagliato alla base da un piano di sovrascorrimento inclinato di 30-35° verso ovest, cui si accompagnano le scaglie tettoniche minori di Pietra Colonna, Colle Cantalupo e di Vallone della Grotta. A sud-ovest la piega è troncata, sub-parallela-

mente alla zona di cerniera, da un sistema di faglie normali a direzione NW-SE, immergente di 45°-50° verso SW, con rigetti fino a 2 km, che abbassa i carbonati dell'Unità del M. Morrone al disotto dei depositi medio-pleistocenici del bacino di Sulmona. La struttura del M. Morrone è dislocata dalla faglia normale longitudinale a direzione NW-SE di Schiena d'Asino-M. Mileto, che la suddivide in due dorsali: quella occidentale di Rocca-sale-Morrone di Pacentro e quella orientale di M. Rondo-M. Mileto (profilo 3). All'altezza di Pacentro la struttura del M. Morrone è interrotta da una faglia ad alto angolo, a direzione E-W, subparallela al F. Vella, che disloca il piano di sovrascorrimento frontale con componenti prevalentemente normali.

#### *Unità del M. Porrara, di Pizzalto, di M. Rotella e M. Arazzecca*

A sud del F. Vella l'Unità del M. Morrone si suddivide nelle scaglie di M. Porrara, Pizzalto, M. Rotella e M. Arazzecca, troncate ad est da fronti di accavallamento est-vergenti ed ad ovest da faglie normali che tagliano obliquamente i fronti di accavallamento orientali, delimitando strette dorsali calcaree, rastremate verso sud.

La struttura più orientale è la monoclinale del M. Porrara, che immerge ad est con inclinazioni degli strati comprese tra 45° e 25°, e con giaciture rovesciate in prossimità della troncatura operata dalla Linea Volturmo-Sangro. Sul suo lato occidentale, tra Campo di Giove ed il Valico della Forchetta, la monoclinale del M. Porrara è troncata, con forte rigetto, dalla faglia normale della Maiella (v. avanti).

L'Unità di Pizzalto ha un assetto di monoclinale a direzione media NW-SE, immergente verso ENE con valori tra 10°-55°, e delimitata da un piano di sovrascorrimento a basso angolo, spesso mascherato da coperture detritiche pleistoceniche ed oloceniche. Verso WSW la monoclinale di Pizzalto è troncata dalla faglia normale di Coppo del Diavolo-Pizzo di Coda che, con forte rigetto, solleva i carbonati di piattaforma supragiurassico-infracretacei rispetto al Flysch di M. Porrara (Messiniano), affiorante nella depressione di Rivisondoli-S. Antonio.

Anche l'Unità di M. Rotella è una monoclinale troncata ad est da un piano di accavallamento tettonico che sovrappone i calcari di piattaforma del Giurassico superiore-Cretaceo inferiore sul Flysch di M. Porrara, ed è troncata ad ovest dalla faglia normale di Rocca Piattegorano sul Gizio. Essa costituisce l'elemento più occidentale e geometricamente più elevato delle Unità della Piattaforma Carbonatica Abruzzese Esterna, ed è sovrascorso ad ovest dall'Unità di M. Genzana, tramite un piano di accavallamento a direzione NW-SE che decorre lungo la valle del F. Gizio. La struttura di M. Rotella è particolarmente complicata nel settore di Rivisondoli, Pescocostanzo e Roccaraso, dove le Unità della Piattaforma Carbonatica Abruzzese Esterna sono tettonicamente sovrascorse e "involuppate" dalle Unità Molisane, con sviluppo di scaglie e finestre tettoniche minori (per es. M. Tocco), i cui complessi rapporti geometrici sono anche evidenziati dai vecchi dati di sondaggi e di una galleria di derivazione del F. Sangro (PENTA, 1950).

Infine l'Unità di M. Arazzecca si articola in una

coppia di pieghe sinclinale-anticlinale asimmetriche, est-vergenti, a direzione N-S, ed è troncata ad ovest dal sistema di faglie normali a direzione N-S Villa Scontrone-Pettorano sul Gizio-Sulmona. Ad est invece è delimitata da strati da fortemente verticalizzati fino a rovesciati in prossimità del piano di sovrascorrimento basale, marcato, presso Roccaraso, da una fascia di cataclasi. Questo piano di sovrascorrimento determina la sovrapposizione dell'Unità di M. Arazzecca sul Flysch Molisano di Agnone, anche qui con complicate strutture di involuppo tettonico simili a quelle della zona di Rivisondoli-Pescocostanzo. Questo contatto tettonico ruota, disponendosi con orientazione sub-parallela al sistema di faglie ad alto angolo NNE-SSW Volturmo-Sangro, caratterizzato da componenti trascorrenti destre (MATTEI & MICCADEI, 1991; MICCADEI, 1993).

#### *Unità delle Mainarde*

Le Unità della Piattaforma Carbonatica Abruzzese Esterna sono presenti anche più a sud, a cavallo dello spartiacque Volturmo-Sangro, nella depressione del Rio Iennare dove, in una stretta finestra tettonica sviluppata secondo direttrici N-S, è presente un corridoio di Flysch di M. Porrara, tettonicamente sormontato dalle Unità dei M. della Meta e dalle Unità Molisane, dal quale emergono la serie di scaglie monoclinali carbonatiche delle Mainarde, a orientazione NW-SE (M. la Rocca, M. San Michele, Monte della Rocchetta).

#### *Unità Apulo-Adriatiche deformate*

Gli elementi strutturali più profondi della catena centro-Appenninica, culminanti in superficie, a quote di 2793 m, nell'anticlinale della Maiella, sono rappresentati dalle Unità Villadegna-Cellino ed Alanno-Maiella e, più all'esterno, dall'Unità di Casoli, e da altre sepolte, ancora più esterne, come ad esempio l'Unità di Bomba.

#### *Unità Villadegna-Cellino e Unità Alanno-Maiella*

La Maiella è una gigantesca piega anticlinale asimmetrica a vergenza orientale, con fianco orientale da subverticale a rovesciato (profilo 3), caratterizzata da un'ampia zona di cerniera e da un asse che mostra una progressiva deflessione da orientazioni NW-SE nella zona di Alanno, Caramanico e Pennapiedimonte, a N-S nella Maiella centrale ed a NNE-SSW a sud di Lama dei Peligni. L'asse dell'anticlinale immerge verso NNW, con inclinazioni di 10°-15° (Tav. IIa). Dalla culminazione assiale di M. Amaro-M. Acquaviva l'asse anticlinale si inflette verso sud, con inclinazioni di 15°-20°, fino a Vado di Coccia, dove la struttura è troncata dal sovrascorrimento dell'Unità del M. Porrara (Fig. 4, parte sud del profilo 6). Verso ESE il fianco della piega della Maiella mostra un progressivo aumento dell'inclinazione degli strati fino a valori di 75°-80° tra Lama dei Peligni e Fara San Martino (profilo 3).

I nuovi dati raccolti lungo il fianco est della Maiella provano che il rapporto tra i carbonati affioranti sul fianco orientale della Maiella ed i sedimenti terrigeni affioranti ad est di Fara San Martino-Pennapiedimonte non è né di tipo stratigrafico né corrisponde ad una faglia inversa, o a piani di accavallamento a vergenza Adriatica, ma ad un piano di sovrapposizione tettonica delle Unità Molisane e Sicilidi su vari termini della successione

della Maiella, con a tetto le Argille di Fara San Martino, costituenti i resti di un bacino satellite infrapliocenico (profilo 3). Tale contatto è verticalizzato e localmente modificato da importanti componenti di movimento normale e trascorrente, queste ultime collegate all'attività della Linea Volturmo-Sangro (cfr. profilo 3).

Verso ovest l'anticlinale della Maiella è sovrascorsa dalle scaglie frontali del M. Morrone, sviluppate da Colle Cantalupo a Roccacaramanico a Campo di Giove (profilo 3, parte occidentale), mentre da Caramanico verso sud l'anticlinale è troncata da un'importante faglia normale a direzione N-S (faglia dalla Maiella), leggermente obliqua rispetto alla superficie assiale dell'anticlinale della Maiella, con un rigetto che dai pochi metri della zona di Caramanico arriva a superare i 4 km al pozzo Maiella 1, per poi diminuire di nuovo verso sud (profilo 3). Al suo interno la struttura della Maiella è intersecata da sistemi di faglie normali, con rigetti dell'ordine dei 200-300 m, a direzione NNW-SSE nel settore più settentrionale, E-W nel settore centrale e NW-SE nella parte meridionale, da M. Amaro a Palena.

Ad ovest della Maiella si colloca la depressione di Caramanico, dove uno stretto corridoio di sedimenti terrigeni, delimitato dalla faglia normale della Maiella ad est e dal fronte di sovrascorrimento del M. Morrone a SW, si sviluppa con direzione NW-SE per circa 20 km, dalla valle del Pescara fino a Campo di Giove, dove è troncato dal sovrascorrimento del M. Porrara. Questo fronte è accompagnato da un sistema di scaglie tettoniche di diverso sviluppo e continuità (Colle Cantalupo, Capo d'Arolle, Colle d'Oro), involupate dal Flysch del M. Porrara. Subparallelo al fronte dei carbonati di M. Morrone decorre il contatto di sovrapposizione tettonica del Flysch del M. Porrara (Messiniano) sul Flysch della Maiella (Pliocene inferiore). Si tratta di un piano a basso angolo che taglia con discordanza strutturale i sistemi di strette pieghe asimmetriche rovesciate, est-vergenti, localmente ben evidenziate, nel Flysch della Maiella, dall'orizzonte dei Conglomerati di Roccacaramanico (profilo 3). Verso nord, in sottosuolo, la piega della Maiella si connette alle anticlinali dei campi Cigno ed Alanno, corrispondenti a culminazioni strutturali minori, separate dalla Maiella da faglie a direzione WSW-ENE ed E-W, appartenenti alla Linea Avezzano-Bussi (VEZZANI & GHISETTI, 1995). A nord di questo sistema di faglie l'Unità della Maiella è sostituita dall'Unità Villadegna-Cellino (cfr. parte nord del profilo 6), che mostra un assetto di ampia anticlinale asimmetrica, il cui fianco orientale, da verticale a rovesciato verso NE, è tagliato, con geometria di rampa, da un piano di accavallamento parallelo alla struttura anticlinale di Cellino. L'Unità Villadegna-Cellino si estende in affioramento con direttrici N-S fino al F. Tronto (Fig. 4), a letto del fronte di sovrascorrimento dell'Unità Marchigiana di Farindola. In sottosuolo l'Unità Villadegna-Cellino appare tagliata alla base da un piano di scollamento tettonico decorrente lungo i livelli della Formazione gessoso-solfifera e/o dei Colombacci, responsabile delle discordanze strutturali evidenziate tra le pieghe di superficie che deformano le coperture silico-clastiche di età Pliocene inferiore e le strutture del substrato meso-cenozoico (cfr. parte est del profilo 1 ed il profilo 2 tra Villa Celiera ed il sondaggio Poggioragone 1). Per le problematiche relazioni tra

l'Unità Alanno-Maiella e la sovrastante Unità Villadegna-Cellino si rimanda alla discussione in GHISETTI *et alii* (1994).

#### Unità di Casoli

Ad est della Maiella, a letto del *duplex* costituito dalle Unità Sicilidi e Molisane, in una stretta finestra tettonica di forma sub-triangolare, emerge la culminazione di un'anticlinale a direzione NNW-SSE, con asse immergente verso nord, che porta in affioramento i livelli argilloso-marnosi infrapliocenici del Flysch del Torrente Laio, con microfaune della Zona a *Globorotalia margaritae* ed a *Globorotalia puncticulata* e che in sottosuolo passano, attraverso pochi metri di peliti con microfaune a *Sphaeroidinellopsis*, alla Formazione gessoso-solfifera messiniana, come documentato dai dati del pozzo Fara 1 (vedi anche pozzo Casoli 1 e profilo 3).

L'anticlinale della Maiella e quella di Casoli emergono in posizione basale rispetto all'intero edificio dell'Appennino centrale, testimoniando il forte ispessimento crostale e l'importante sollevamento regionale che ha interessato questo settore esterno della catena Appenninica. Le geometrie di superficie evidenziano ampie strutture anticlinali asimmetriche, con fianchi orientali da verticalizzati a rovesciati e troncati da piani di accavallamento che traslano queste unità sull'avampaese Apulo.

#### Avampaese Apulo-Adriatico

Sulla base di numerosi pozzi e linee sismiche MOSTARDINI & MERLINI (1986) hanno mostrato che l'avampaese Apulo immerge in sottosuolo al di sotto del fronte della catena Appenninica, dove, smembrato in sistemi di scaglie pellicolari, si estende fino a circa 7-8 km di profondità nel sottosuolo di M. Alpi, Costa Molina e Monte Forcuso in Lucania, sviluppandosi verso ovest per un'ampiezza di oltre 50 km fino al margine Tirrenico (cfr. anche CASERO *et alii*, 1988; CELLO *et alii*, 1989; LENTINI *et alii*, 1990; MARSELLA *et alii*, 1995; FINETTI *et alii*, 1996). A queste strutture sepolte dell'avampaese deformato colleghiamo, in Abruzzo, le anticlinali della Maiella e di Casoli, che assumono pertanto il significato di "finestre tettoniche" alloctone al disotto delle coltri Molisane e Sicilidi.

Se si considera la situazione strutturale di sottosuolo delle zone Appenniniche esterne e dell'Adriatico centrale, si riscontra una netta differenziazione in termini di evoluzione stratigrafica e strutturale tra un settore meridionale, comprendente il blocco Apulo, ed un settore settentrionale, corrispondente al bacino Adriatico (Fig. 5), tra loro separati dalla Linea delle Tremiti, che controlla la deflessione destra del rialzo periferico dell'avampaese (Fig. 5, inserto), tra l'Istria e le Murge (ARGNANI *et alii*, 1993).

La successione dell'avampaese Apulo è costituita da depositi continentali permo-triassici in facies di Verucano, seguiti da evaporiti triassico-infragiurassiche, e da carbonati in facies di piattaforma di età Giurassico-Cretaceo. Nel Gargano orientale e nell'*offshore* Adriatico, ad est delle Murge-Penisola Salentina, questa successione di circa 5-6 km di spessore passa alle facies di scarpata e di bacino del Bacino Ionico di PIERI (1966) (Fig. 2). Questa successione, coperta da discontinui lem-

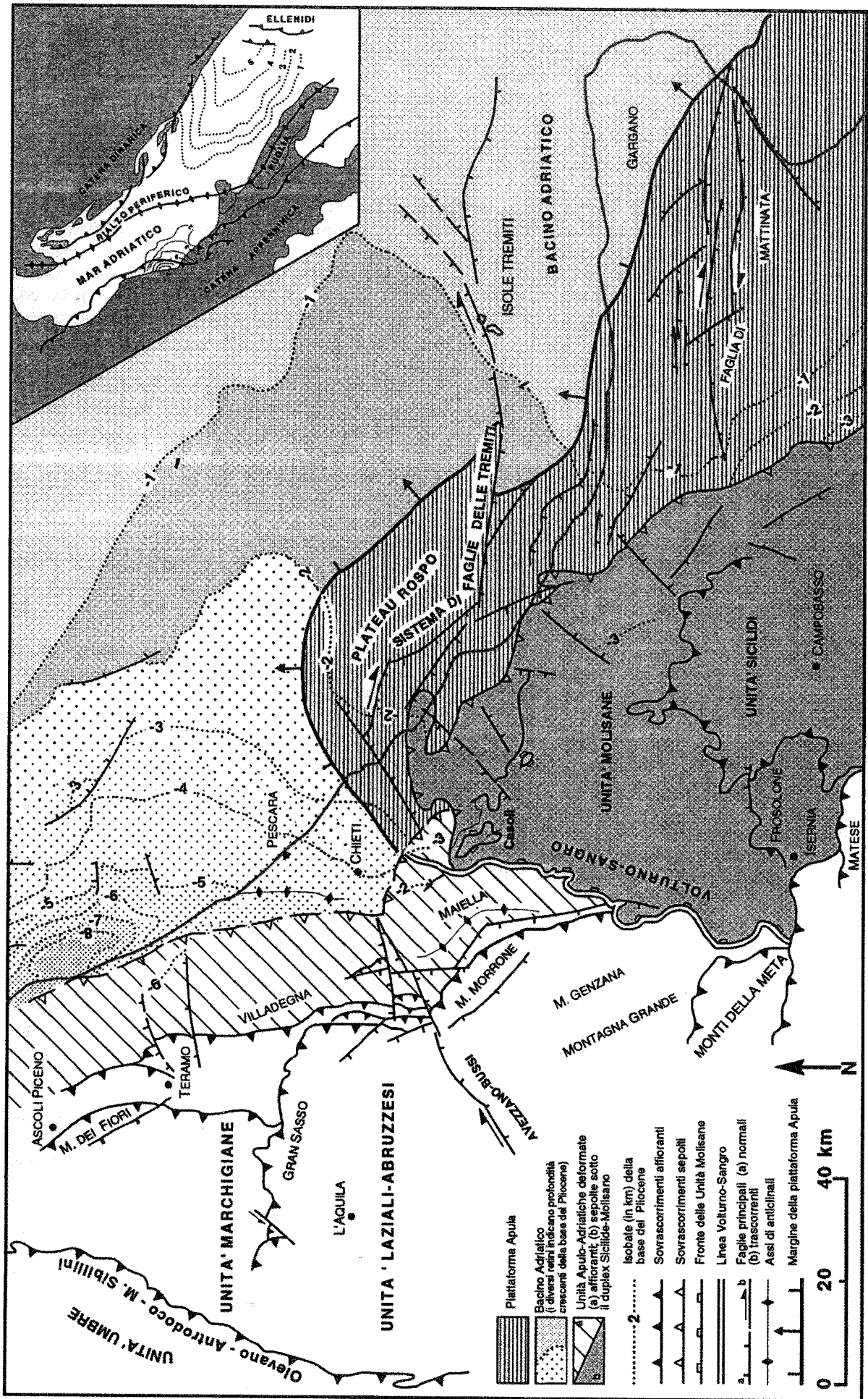


Fig. 5 - Relazioni tra la catena Appenninica e le strutture sepolte dell'avansassa Marchigiano-Bradana e dell'avampase Apulo-Adriatico. Dettagli esplicativi nel testo.



bi di calcareniti organogene di età Paleocene-Oligocene e da sottili depositi terrigeni neogenico-quadernari, è debolmente deformata in un'ampia struttura anticlinale a direzione WNW-ESE, che si abbassa, tramite sistemi di faglie normali a gradinata, e con deboli inclinazioni degli strati, sia verso est al di sotto delle falde Dinariche, che verso ovest al di sotto del fronte della catena Appenninica. Si tratta di una struttura sollevata che corrisponde al rialzo periferico dell'avampaese (Fig. 5, inserto), e che si sviluppa con continuità dalla penisola Salentina fino all'alto strutturale Tremiti-Vasto-Maiella di DE ALTERIIS (1995).

La successione del Bacino Adriatico, conosciuta attraverso i dati di numerosi pozzi per idrocarburi, è costituita da sedimenti carbonatici pelagici di età mesozoico-terziaria, con spessori fino a 4-5 km, correlabili con le successioni dell'Umbria, delle Marche, e del Bacino Ionico (BALLY *et alii*, 1986). Al di sopra della successione carbonatica pelagica si sviluppano i sedimenti silico-clastici dell'avanfossa di Pescara, risultato della flessurazione tettonica e connessa subsidenza, attiva dal Pliocene inferiore e terminata poco prima dell'inizio del Quaternario, con massima profondità della base del Pliocene fino a -8 km (Fig. 5). La base della successione pliocenica del bacino di Pescara risale bruscamente verso sud, fino a -1 o -2 km nel settore di Vasto (Fig. 5), in corrispondenza della Linea delle Tremiti.

Le principali strutture interne al bacino di avanfossa a nord di Pescara, messe in evidenza dalla sismica (ORI *et alii*, 1993), sono date da sovrascorrimenti verticali verso l'Adriatico, anticlinali con struttura di *pop-up* e di *up-thrusts* corrispondenti ad alti strutturali mesozoici, e diapiri causati dal sollevamento di sali ed anidriti triassiche. A sud della linea delle Tremiti dominano invece strutture a carattere distensivo e/o trascorrente, che ribattono il paleomargine della Piattaforma Apula.

## PRINCIPALI STRUTTURE TRASVERSALI CHE SEGMENTANO L'EDIFICIO TETTONICO

I dati geometrici e stratigrafici descritti evidenziano il ruolo di confinamento e di disgiunzione, con importanti rigetti sia verticali che orizzontali, operati dai due principali sistemi di faglie Avezzano-Bussi e Volturno-Sangro, trasversali alla catena, e connettabili in mare con la Linea delle Tremiti.

### Linea delle Tremiti

Un ruolo fondamentale nel controllo delle geometrie di superficie e di sottosuolo dell'avanfossa Adriatica e dell'avampaese Apulo è svolto dal sistema di faglie delle Tremiti (Fig. 5). Questa struttura ribatte il paleolimito di facies Mesozoica tra la Piattaforma Carbonatica Apula ed il Bacino Pelagico Marchigiano-Adriatico. I meccanismi di trascorrenza destra della linea delle Tremiti, già evidenziati da ORTOLANI & PAGLIUCA (1987) e da MONTONE & FUNICIELLO (1989), sono stati collegati da DOGLIONI *et alii* (1996) allo svincolo ed alla flessurazione differenziale tra i diversi settori della placca Adriatico-Apula durante la successione degli eventi collisionali.

Il complesso sistema strutturale della Linea delle

Tremiti (Fig. 5), cui si associa anche un'importante componente di movimento verticale che controlla il forte dislivello tra la base della successione pliocenica nel bacino di Pescara e nell'avanfossa Bradanica, può essere estrapolato verso la costa Adriatica fino all'altezza della foce del F. Sangro, in corrispondenza della brusca deflessione, secondo direzioni E-W, del fronte sepolto dell'alloctono Molisano-Sicilide (Fig. 5). In base ai dati di sottosuolo il sistema di faglie delle Tremiti può essere prolungato ancora più ad ovest, dove la struttura di superficie più ad esso connettabile appare rappresentata dal sistema di faglie Avezzano-Bussi.

### Sistema di Faglie Avezzano-Bussi

Si tratta di una discontinuità regionale, contrassegnata da faglie con piani sub-verticali a direzione ENE-WSW, che determinano, nel tratto sud-occidentale, un generale abbassamento verso sud e sud-est delle varie Unità della Piattaforma Carbonatica Laziale-Abruzzese, del relativo margine (Unità della Montagna Grande-Rocca Calascio), nonché delle facies di transizione a bacino (Unità del Gran Sasso-M. Genzana). Nel suo tratto più orientale il sistema di faglie Avezzano-Bussi tronca le Unità della Piattaforma Carbonatica Abruzzese Esterna del M. Morrone e quelle, ancora più esterne, della Maiella, ed è composto da faglie con componenti normali di abbassamento sia verso nord che verso sud, come per esempio in corrispondenza della zona di immersione assiale dell'anticlinale della Maiella. Il sistema di faglie si perde in affioramento nelle zone costiere peri-Adriatiche, anche se la presenza di una dislocazione sub-parallela alla Valle del F. Pescara sembra suggerita dai dati di alcuni sondaggi. Verso ovest invece il sistema di faglie Avezzano-Bussi si interrompe contro le faglie, a componente sinistra, della Val Roveto.

La troncatura delle facies carbonatiche di soglia e di transizione, ben evidente tra il Fucino ed il bacino di Sulmona (Fig. 4), suggerisce che lungo il sistema di faglie Avezzano-Bussi siano state accomodate anche componenti di rigetto trascorrente destro dell'ordine dei 5 km indotte, secondo VEZZANI & GHISSETTI (1995), dalla traslazione rotazionale antioraria (DELA PIERRE *et alii*, 1992) delle unità tettoniche accatastate sul fronte dell'arco Gran Sasso-M. Picca. Componenti di trascorrenza destra sono anche documentate nel solco di M. di Roccatagliata, a nord di Bussi, dalla giustapposizione delle facies di transizione del Gran Sasso-M. Picca contro quelle del M. Morrone.

### Linea Volturno-Sangro

I due segmenti di catena giustapposti lungo la linea Volturno-Sangro risultano ben differenziabili per l'orientazione delle direttrici strutturali, l'evoluzione cinematica, l'entità dei raccorciamenti e la diversa geometria dei relativi bacini di avanfossa. Questa discontinuità è ben testimoniata anche dalla posizione del fronte della catena rispetto al depocentro del bacino di avanfossa ed al rialzo periferico dell'avampaese. Ad ovest della Linea Volturno-Sangro il fronte della catena dista diverse decine di km dal rialzo periferico (Fig. 5, inserto), e l'avanfossa pliocenica è solo parzialmente sovrascorsa dalle unità della catena, rappresentate da elementi del dominio Marchigiano e delle più esterne Unità Villadegna-Cellino ed

Alanno-Maiella, deformate da pieghe e sovrascorrimenti in sequenza.

Ad est della linea Volturno-Sangro, ed a sud dell'allineamento delle Tremiti, dove le falde Appenniniche, rappresentate dal *duplex* Sicilide-Molisano, sono deformate con meccanismi di sovrascorrimento fuori sequenza, il fronte della catena è molto più ravvicinato (circa 15 km) al rialzo periferico dell'avampaese, rappresentato dall'alto Gargano-Vasto. In questo settore la maggior entità del raccorciamento è ben testimoniata dalla quasi completa obliterazione del bacino di avanfossa da parte del sovrascorrimento delle Unità Sicilidi e Molisane (Fig. 5).

Le complesse geometrie pellicolari, con retrovergenze, che caratterizzano le Unità Molisane e Sicilidi rappresentano, nella nostra ipotesi, il risultato di una modificazione pliocenica degli originari contatti di sovrascorrimento tettonico, attualmente vincolati lungo l'argine carbonatico costituito dai fronti accavallati delle Unità del M. Morrone e della Maiella, che controlla il confinamento di superficie esercitato da una discontinuità di significato crostale. Le connessioni profonde della linea Volturno-Sangro sono documentate da una serie di evidenze geofisiche e vulcanologiche, già discusse in LOCARDI (1982), GHISSETTI & VEZZANI (1983) e DI BUCCI & TOZZI (1991).

#### PROGRESSIONE CINEMATICA DELLA DEFORMAZIONE COMPRESSIVA

La successione dei principali eventi deformativi relativi alle fasi contrazionali è stata ricostruita tenendo conto dell'età della base dei depositi terrigeni che si sviluppano in continuità stratigrafica a tetto delle varie successioni attualmente impilate nella catena, dell'età dei depositi clastici dei bacini satelliti che ricoprono in discordanza l'insieme delle unità deformate e progressivamente coinvolte nel fronte della catena, e dell'età dei livelli più recenti pertinenti alle varie unità, troncati dai sovrascorrimenti (Fig. 6).

Sulla base dei dati raccolti, i vari complessi torbiditici affioranti a tetto delle singole unità tettoniche sono stati associati alla progressione degli eventi contrazionali e correlati a successivi momenti di flessurazione dell'avampaese e della conseguente formazione e migrazione del bacino di avanfossa verso le zone esterne.

La prima fase di flessurazione dell'avampaese e di sviluppo del relativo bacino di avanfossa, di età Tortonianiana superiore, è stata documentata da CIPOLLARI & COSENTINO (1995) per la Valle Latina, dove il Flysch di Frosinone poggia in *onlap* sulle Marne ad Orbulina, a loro volta discordanti sui sottostanti depositi carbonatici di rampa di età Serravalliano dei M. Ernici-M. Simbruni, che marcherebbero pertanto la possibile collocazione del rialzo periferico dell'avampaese durante il Tortonianiano superiore (Fig. 6a).

La riattivazione del fronte della catena e la sua propagazione verso zone più esterne, avvenuta all'inizio del Messiniano, ha coinvolto nel raccorciamento anche il Flysch di Frosinone, su cui poggiano in discordanza i bacini satelliti delle Arenarie di Torrice (Fig. 6b), a loro volta coperte in discordanza da Argille con gessi di età

alto-messiniana (CIPOLLARI & COSENTINO, 1995). Come conseguenza di questa fase contrazionale si sarebbe instaurata l'avanfossa messiniana (Fig. 6b), attiva fino all'evento a gessi compreso, e sviluppata dalla Val Roveto (CASTORINA *et alii*, 1996) alle zone Laziali-Abruzzesi, Marchigiane e Molisane, con il relativo rialzo periferico posto in corrispondenza della Piattaforma Carbonatica Abruzzese Esterna, che fungeva da avampaese (Fig. 6b).

L'ulteriore arretramento verso l'esterno del rialzo periferico conseguente al coinvolgimento, durante gli eventi contrazionali tardo-messiniani, delle varie successioni silico-clastiche della Piattaforma Carbonatica Laziale-Abruzzese e dei Bacini Marchigiano e Molisano, ha comportato, alla fine del Messiniano-inizio del Pliocene inferiore, lo spostamento verso l'esterno del fronte deformativo ed una nuova articolazione strutturale della catena con appoggio discordante, sui suoi elementi frontali, di depositi sin-tardo-tettonici, sviluppati in una serie di bacini satelliti comprendenti depositi di ambiente lagunare di età messiniana (Conglomerati di Le Vicenne), depositi di facies costiera (Conglomerati di Colle Perrone) e di ambiente marino (Conglomerati di M. Coppe e Calciruditi di Rigopiano), di età Messiniana (?)-Pliocene inferiore. Questo episodio contrazionale è registrato dallo sviluppo e dall'evoluzione dell'avanfossa infrapliocenica, comprendente i depositi torbiditici della Formazione Cellino e dei Flysch della Maiella e del Torrente Laio, e dall'arretramento verso l'esterno del rialzo periferico in corrispondenza dell'alto di Casoli (Fig. 6c).

Una scansione degli eventi deformativi derivata dalla migrazione verso l'esterno dei bacini di avanfossa nell'intervallo cronologico compreso tra il Tortonianiano superiore ed il Pliocene medio non può registrare nel dettaglio tutte le più complesse interferenze strutturali, legate a geometrie di propagazione dei raccorciamenti controllate da fasce di trascorrenza, da superfici di scollamento a basso angolo e dal blocco cinematico operato da zone ostacolo, rappresentate dagli alti strutturali delle zone Apulo-Adriatiche deformate, in prossimità del rialzo periferico dell'avampaese. Tra i principali esempi è da ricordare la fase intra-messiniana, che ha coinvolto nella deformazione le varie unità della Piattaforma Carbonatica Laziale-Abruzzese precedentemente alla loro traslazione finale, avvenuta nel Pliocene inferiore, e che ne ha comportato la sovrapposizione in discordanza tettonica sui domini, a loro volta già deformati, delle Unità Marchigiane e della Piattaforma Carbonatica Abruzzese Esterna. Nel Pliocene inferiore tutto il settore frontale della Piattaforma Carbonatica Laziale-Abruzzese è stato coinvolto in una serie di raccorciamenti in sequenza, interrotti da eventi fuori sequenza, collegati alle interferenze cinematiche ed ai meccanismi rotazionali del sistema ad arco Gran Sasso-M. Picca, svincolato a sud dalla fascia di trascorrenza destra Avezzano-Bussi e ad est dalla fascia transpressiva destra Rigopiano-Bussi (GHISSETTI & VEZZANI, 1997).

Un altro esempio di propagazione dei raccorciamenti estremamente differenziata per entità, meccanismi e geometrie si ha in corrispondenza della Linea trasversale Volturno-Sangro, la cui attivazione, continua fino al Pleistocene inferiore, è responsabile del forte solleva-

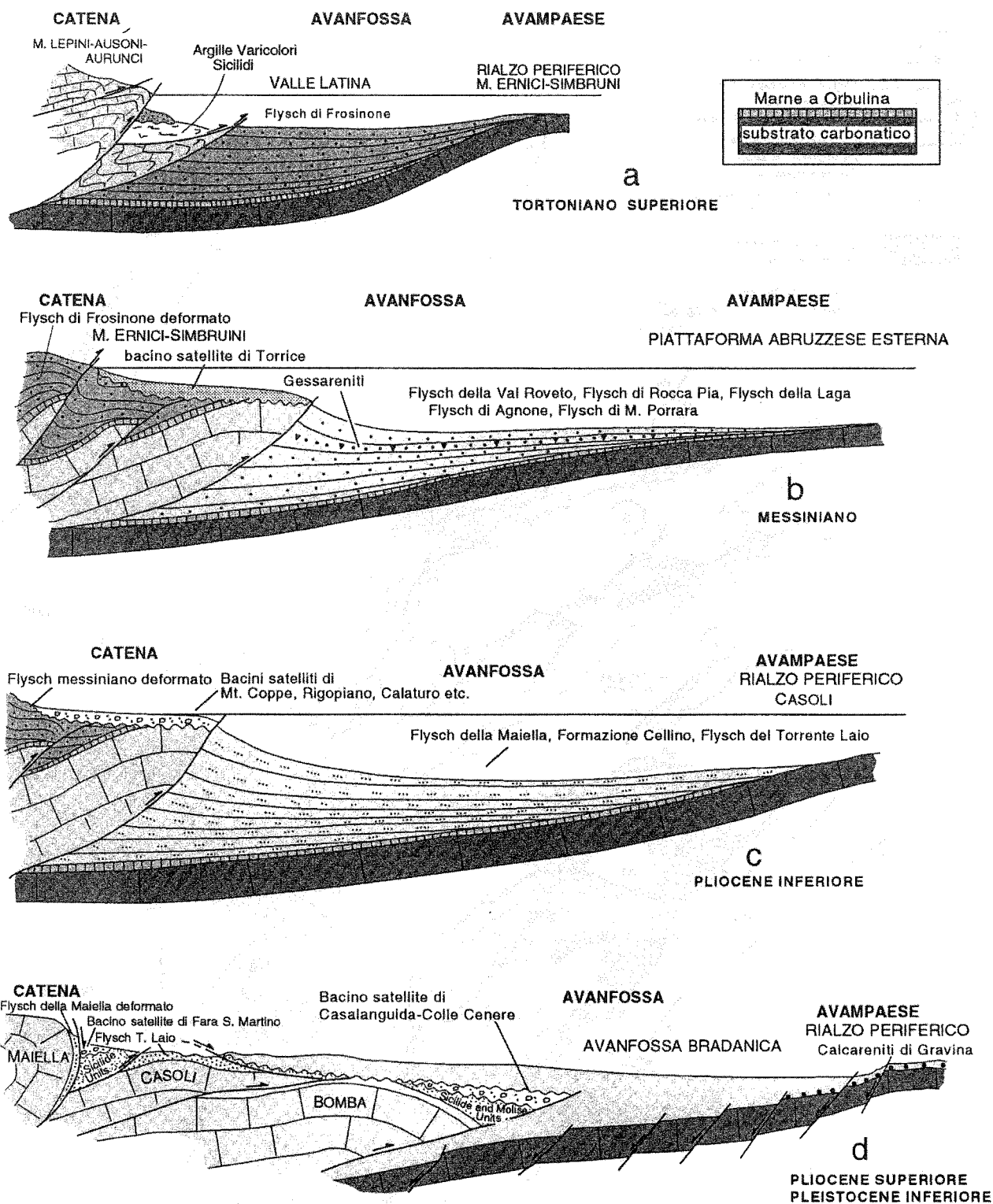


Fig. 6 - Evoluzione cinematica del sistema catena-avanfossa dal Tortoniano superiore al Pleistocene inferiore. Dettagli esplicativi nel testo.

mento delle Unità della Maiella e di Casoli, del loro accostamento contro il *duplex* formato dalle Unità Sicilidi e Molisane, della quasi completa obliterazione dell'avanfossa plio-pleistocenica, e dello sviluppo, a sud della Linea, di un fronte di sottosuolo addossato al rialzo periferico costituito dall'alto strutturale Vasto-Gargano (Fig. 5).

#### ATTIVITÀ TETTONICA QUATERNARIA E SISMICITÀ

Per alcune delle principali faglie dell'area rilevata è stato possibile documentare un'attività durante il Quaternario (Fig. 7 e Tab. I). La segmentazione in blocchi della catena centro-Appenninica operata da queste faglie ne suggerisce un'originaria impostazione come strutture di accomodamento delle componenti traslative differen-

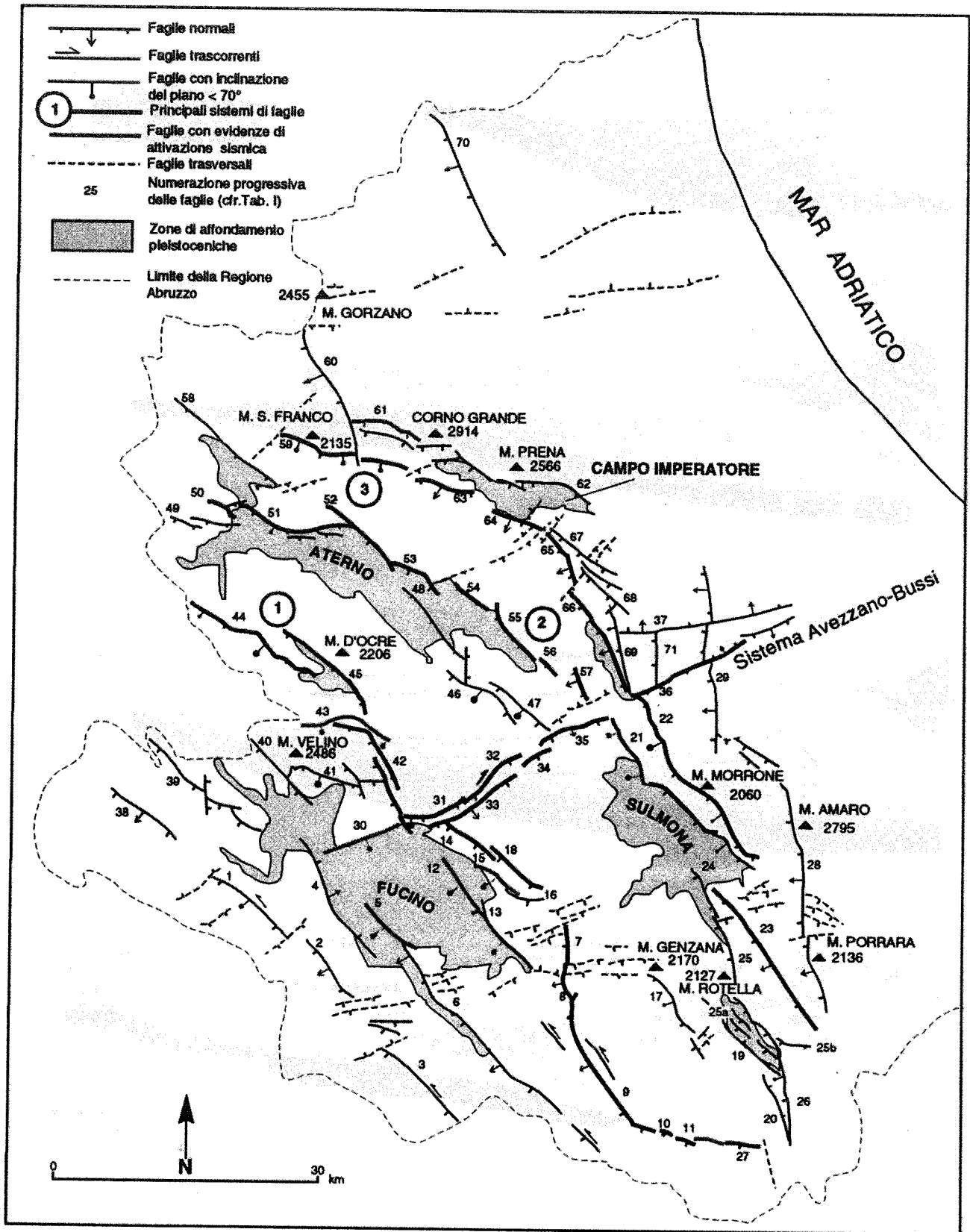


Fig. 7 - Carta delle faglie con attività pleistocenica e/o riattivate successivamente al Pliocene inferiore. Per la relativa denominazione, contrassegnata dal numero progressivo, e per la parametrizzazione cfr. Tab. I. I principali allineamenti strutturali ad attività neotettonica, contrassegnati coi numeri circoletti, sono: 1. Sistema di faglie M. Orsello-M. Cefalone-San Potito-faglie del margine orientale della Piana del Fucino; 2. Sistema di faglie Piano delle Cinque Miglia-Sulmona-Navelli-L'Aquila; 3. Sistema di faglie M. San Franco-Capo d'Acqua-M. Morrone.

ziali durante le fasi di raccorciamento messiniano-pleioceniche. I sistemi di faglie a maggiore sviluppo, sia in termini di estensione chilometrica che di rigetto cu-

mulativo (Fig. 7 e Tab. I), mostrano infatti orientazioni o sub-parallele o sub-perpendicolari ai fronti di accavallamento, con una ripartizione dei rigetti secondo compo-

Tab. 1 - Definizione parametrica delle faglie attive

**A Sud del sistema Avezzano-Bussi**

#	Faglia	Direzione (°)	Lunghezza (km)	Rigetto Rv (m)	Inclinaz. (°)	Slip rate (mm/anno)
1	Val Roveto 1	126	11,3	1500	60	?
2	Val Roveto 2	140	7,6	2500	80	?
3	Balsorano	130	12,7	3000	60	?
4	Luco dei Marsi	330	14,0	?	80	?
5	Trasacco	132	7,5	?	80	?
6	Villavallelonga	130	36,4	2500	70	?
7	Marsicana 1	175	6,0	2000	80	?
8	Marsicana 2	160	4,0	2000	70	?
9	Marsicana 3	150	18,0	2000	80	?
10	Marsicana 4	104	0,8	?	85	?
11	Marsicana 5	104	1,1	?	85	?
12	S.Benedetto dei M.	140	16,9	?	45-70	?
13	Venere	150	4,0	?	80	?
14	Celano	130	19,4	?	75	0,4
15	Pescina 1	127	4,9	?	70	?
16	Pescina 2	106	4,9	?	75	?
17	Serra Sparvera	140	10,0	1500	45	?
18	Aielli	120	15,2	?	80	?
19	M.Paradiso	310	10,8	?	80	?
20	Schiapparo	330	5,5	?	85	?
21	Sulmona	135	22,6	2000	50-80	0,1
22	Morrone	150	22,7	1000	80	?
23	Pizzalto	150	18,0	?	80	?
24	Pettorano sul G.	165	9,7	?	80	?
25	Rocca Pia	175	6,0	?	80	?
25a	Aremogna 1	130	2,0	?	80	?
25a	Aremogna 2	110	2,0	?	80	?
25a	Aremogna 3	130	2,0	?	80	0,6
25b	Rivisondoli	110	2,7	?	80	0,2
26	Cinque Miglia	165	12,4	?	70-80	?
27	Barrea	95	6,2	?	85	?
28	Maiella	160	29,0	2000	80	?
29	Bolognano	180	16,9	?	80	?

**Sistema Avezzano-Bussi**

#	Faglia	Direzione (°)	Lunghezza (km)	Rigetto (m)	Inclinaz. (°)	Slip rate (mm/anno)
30	Avezzano	60	3,5	1000	60	?
31	Serra di Celano	67	4,4	1000	60	?
32	Celano	80	12,1	1000	80	?
33	M.S.Pietro	50	8,8	?	70	?
34	La Fornace	55	1,6	?	85	?
35	Capo Pescara	77	6,8	?	80	?
36	Bussi	68-248	18,3	?	85	?
37	Alanno	267	18,7	?	85	?

**A Nord del sistema Avezzano-Bussi**

#	Faglia	Direzione (°)	Lunghezza (km)	Rigetto (m)	Inclinaz. (°)	Slip rate (mm/anno)
38	Colli di Montebove	130	8,4	1500	85	?
39	M.Faito	120	18,0	2000	80	?
40	La Difensola	130	8,2	1000	81	?
41	M.Velino	105	14,1	2000	40-80	0,2
42	S.Potito	165	14,1	1000	70-80	?
43	Piano di Pezza	90	9,7	?	40	0,6
44	Orsello	117	16,4	1500	60	?
45	M.Cefalone	125	10,3	1700	70	?
45a	M.d'Ocre	110	1,0	?	80	1,1
46	Fontecchio	130	9,3	?	60	?

47 Roccapreturo	120	8,7	?	60	?
48 S. Demetrio dei V.	134	11,0	1000	80	?
49 Scoppito	90	7,1	1000	80	?
50 S.Marco	80	4,1	1000	85	?
51 L'Aquila	90	12,7	1000	60-80	?
52 Paganica 1	135	7,8	1000	70	?
53 Paganica 2	110	6,2	?	70	?
54 Barisciano	130	3,6	?	80	?
55 Navelli 1	140	7,5	?	80	?
56 Navelli 2	140	1,4	?	80	?
57 Navelli 3	150	4,0	?	80	?
58 Pizzoli	130	14,9	1000	70	?
59 S.Franco	95	14,7	1000	60	?
60 Campotosto	145	15,8	?	70-80	?
61 Tre Selle	100	11,5	?	70	?
62 C.Imperatore	95	20,6	1000	45-80	?
63 Valle Fredda	90	6,0	?	60	?
64 Bolza	105	3,7	?	80	?
65 Castel del Monte	150	7,3	2000	75	?
66 Capo d'Acqua	154	13,4	1000	70-80	?
67 Capo di Serre	125	9,0	1000	80	?
68 Villa S.Lucia	120	8,6	1000	70-80	?
69 M.Picca	165	12,3	1000	70-80	?
70 Montagna dei Fiori	150	16,0	1500	80	?
71 La Queglia	180	2,5	?	85	?

nenti sia normali che trascorrenti.

Le faglie normali che decorrono sub-parallele ai piani di sovrascorrimento, tagliandoli con immersioni opposte alla direzione di trasporto tettonico, e segmentando i fianchi diritti delle strutture plicative maggiori, sembrano possedere le più elevate componenti estensionali di rigetto globale. Si tratta infatti di piani che in affioramento mostrano inclinazioni tra 50° e 70° e che, nel corso di ripetute attivazioni con meccanismi normali durante il Pliocene superiore-Pleistocene, hanno controllato la localizzazione e la successiva evoluzione di ampi bacini colmati da depositi continentali, quali quelli di Campo Imperatore, dell'Aterno, del Fucino e di Sulmona (Fig. 7).

Le faglie che decorrono trasversalmente ai piani di sovrascorrimento appaiono invece poco sviluppate e discontinue (Fig. 7). Fa eccezione il sistema di faglie Avezzano-Bussi, che costituisce un elemento tettonico di primo ordine, che svincola due domini caratterizzati da facies, entità di raccorciamento e meccanismi differenziati.

Se si considera la ripartizione percentuale della lunghezza delle faglie ad attività quaternaria, distribuita in classi direzionali di 10° di ampiezza (Fig. 8), si osserva che tutto il settore di catena posto a sud del sistema Avezzano-Bussi è segmentato da faglie che, relativamente alla distribuzione globale, mostrano la medesima ripartizione percentuale, con frequenze più elevate nelle classi direzionali N130°-150°. A questa distribuzione si contrappone quella del settore posto a nord del sistema Avezzano-Bussi, che è invece tagliato da faglie con una più elevata dispersione direzionale, apparentemente connettibile alla distorsione degli assi strutturali conseguente alle componenti rotazionali legate ai trasporti tettonici. Questo assetto sembra pertanto confermare che sia il sistema Avezzano-Bussi, sia i sistemi di faglie normali da esso troncati sono elementi strutturali ereditati dall'assetto tettonico dell'edificio contrazionale, ri-

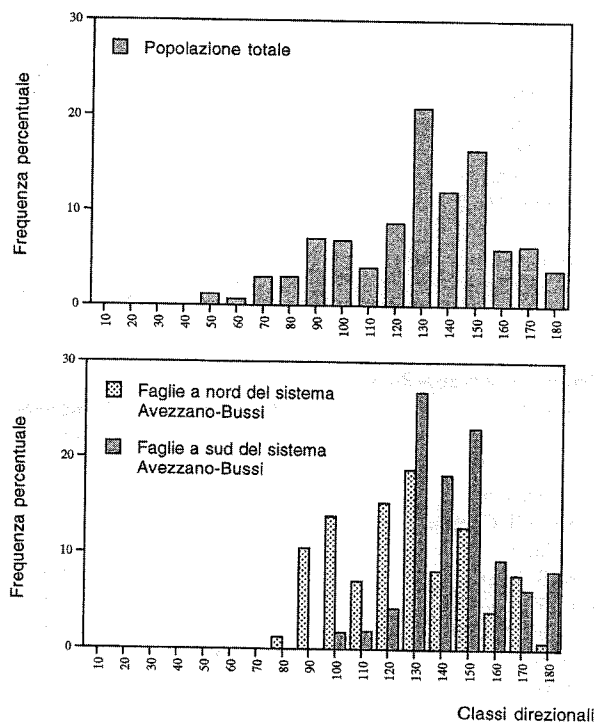


Fig. 8- Frequenza percentuale della lunghezza chilometrica cumulativa delle faglie ad attività pleistocenica, suddivisa per classi direzionali di 10° di ampiezza.

attivati a più riprese durante l'evoluzione tardo pliocenica e quaternaria della catena.

La riutilizzazione, in successivi episodi di deformazione distensiva, di piani di faglia ereditati dalla strutturazione dell'edificio tettonico contrazionale è ben evidenziabile anche alla scala dell'affioramento, se si considera la geometria della fratturazione e la registrazione cinematica dei movimenti sui principali piani di faglia. I dati mesostrutturali riportati nella "Carta Geologica dell'Abruzzo" si riferiscono principalmente a misure ef-

fettuate in prossimità dei sistemi di faglie con accertata attività quaternaria. Per molte delle faglie misurate nel settore posto a nord della Linea Avezzano-Bussi, e che attualmente possiedono un'orientazione dominante WNW-ESE ed E-W, esiste una chiara sovrapposizione di meccanismi di diverso tipo, associata anche a componenti oblique. Esempi sono la distribuzione delle faglie normali, inverse e trascorrenti su piani WNW-ESE per la faglia di M. Orsello, la distribuzione delle faglie normali e trascorrenti sinistre su piani NW-SE per la faglia di Campo Felice, la distribuzione delle faglie normali e trascorrenti nello stesso campo direzionale per la faglia di M. San Franco, la riutilizzazione con movimenti sia trascorrenti che normali per le faglie di M. Velino e di Roccapreturo.

Episodi di riattivazione sono anche evidenti per le diverse faglie che compongono il sistema Avezzano-Bussi, soprattutto per quel che concerne la presenza di movimenti trascorrenti e normali su piani WSW-ENE, analogamente a quanto osservabile anche alla scala regionale.

A sud del sistema Avezzano-Bussi i dati meso-strutturali raccolti sono molto scarsi. E' tuttavia documentata la possibile ripartizione di componenti sia trascorrenti che inverse e normali su sistemi di faglie a orientazione da NW-SE a N-S, quali quelli della Val Roveto, di Montagna Grande, M. Turchio e M. Greco (per una discussione e relativi riferimenti bibliografici si rimanda a GHISETTI, 1994).

Se si considera lo sviluppo regionale delle faglie e l'entità dei rigetti (Tab. I) è possibile individuare tre principali allineamenti strutturali (Fig. 7), definiti da faglie attive con dominanti componenti normali durante il Quaternario:

1. Sistema M. Orsello-M. Cefalone-San Potito-faglie del

marginale orientale della Piana del Fucino.

2. Sistema Piano delle Cinque Miglia-Sulmona-Navelli-L'Aquila.

3. Sistema M. San Franco-Capo d'Acqua-M. Morrone.

La segmentazione *en échelon* di questi sistemi di faglie, connessa alla variazione dei rigetti lungo direzioni, rende difficile individuare se esistano o meno relazioni di precedenza rispetto al sistema di faglie Avezzano-Bussi. I dati di terreno (Fig. 7) suggeriscono che le faglie ad orientazione NW-SE taglino il sistema Avezzano-Bussi, ma con rigetti non sufficienti ad obliterare le relazioni geometriche ereditate dalla precedente strutturazione contrazionale dell'edificio e tali da non interrompere la continuità dell'allineamento strutturale Avezzano-Bussi. La contemporanea attivazione di diverse faglie appartenenti a sistemi sia longitudinali che trasversali sembra ben testimoniata dalle evidenze di attivazione paleosismica in un intervallo da 15.000 anni al Presente, raccolte da CALDERONI *et alii* (1990), GIRAUDI (1995), GIRAUDI & FREZZOTTI (1995), MICHETTI *et alii* (1995; 1996) e PANTOSTI *et alii* (1996) per i sistemi di faglie del Gran Sasso, di Ovindoli-Piani di Pezza, del Fucino e di Piano delle Cinque Miglia-Rivisondoli (Fig. 9). La documentazione di scatti di movimento connessi a frequente rimobilizzazione sismica suggerisce per questi sistemi elevati tassi di movimento, che non sono però facilmente tarabili in base alla dislocazione di orizzonti geologici (Tab. I). L'elevata frammentazione cataclastica dei livelli crostali superiori e l'esistenza di importanti orizzonti di scollamento che separano unità tettoniche ad elevato contrasto di competenza, sovrapposte su un edificio strutturale di diverse migliaia di metri di spessore, si contrappongono di fatto a componenti verticali di rigetto generalmente non superiori ai 2000-3000 metri, anche per i sistemi di faglie principali dell'area. A ciò va

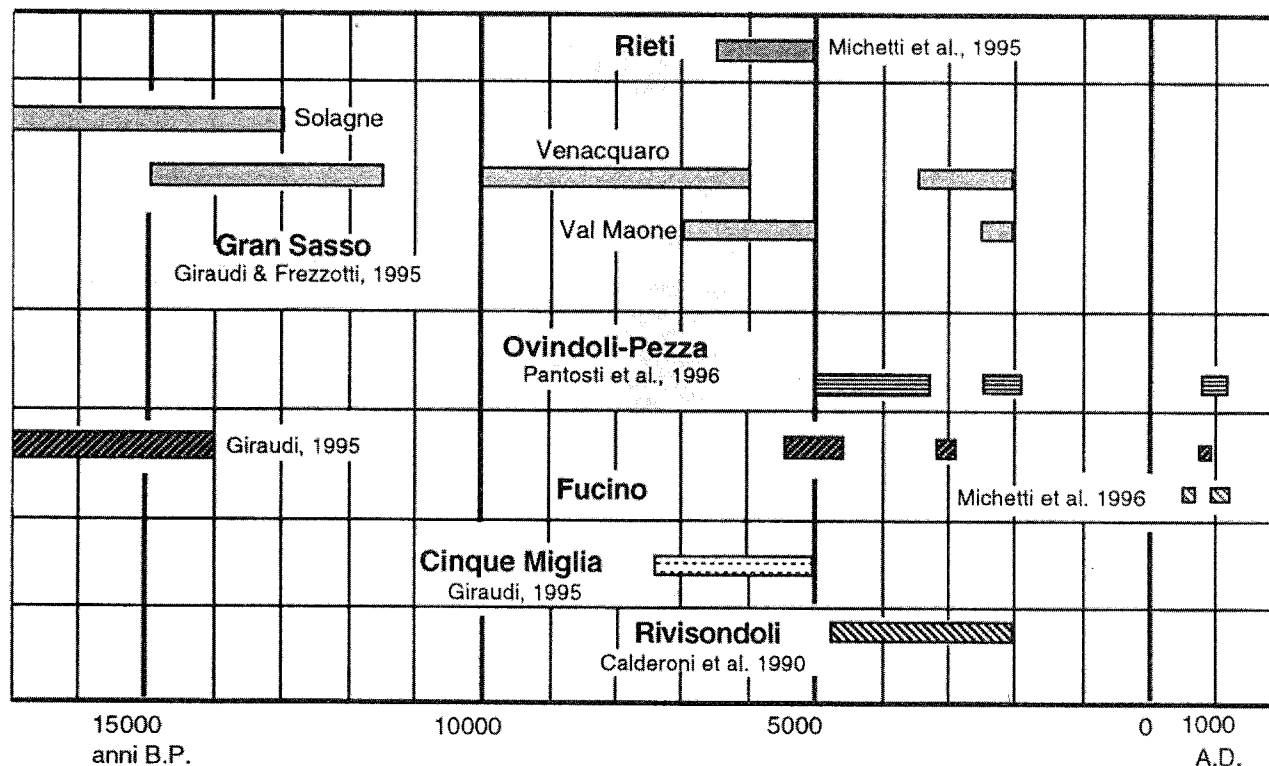


Fig. 9 - Datazione degli eventi paleosismici ricostruiti per l'area abruzzese.

aggiunta la cattiva definizione della geometria dei piani in profondità. Infatti, la geometria listrica di queste faglie, suggerita da alcuni Autori, e/o l'inversione di meccanismi su originari piani di sovraccorrimiento nel corso delle fasi tensionali quaternarie non sono elementi facilmente comprovabili coi dati di terreno. Questo assetto geometrico rende estremamente problematica l'estrapolazione, ai livelli crostali sismogenetici, dei sistemi di

faglie analizzati e la loro correlazione con eventi sismici storici (Fig. 10).

Il settore crostale interessato da faglie che hanno rilasciato energia sismica in tempi storici appare decorrente in corrispondenza di una fascia di discontinuità posizionata all'incirca lungo l'anomalia gravimetrica zero di Bouguer (Fig. 10). Il movimento differenziale associato a tale fascia di discontinuità crostale può proiettarsi in

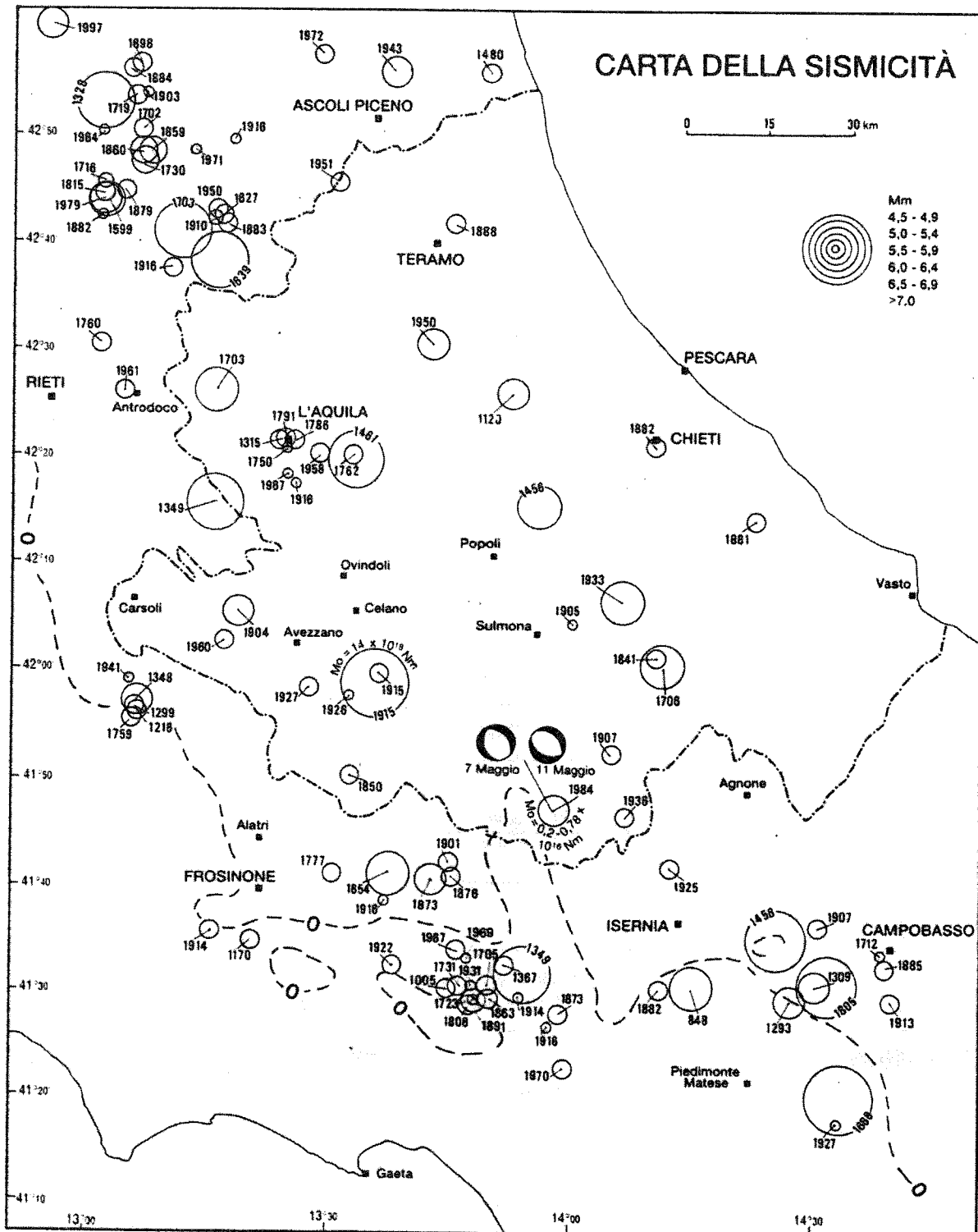


Fig. 10 - Localizzazione epicentrale e relativo anno di accadimento degli eventi sismici storici con  $M_m \geq 4.5$  (scala grafica di magnitudo indicata dai cerchi di raggio crescente) in Abruzzo e nelle regioni contermini (da GRUPPO NAZIONALE DIFESA DAI TERREMOTI, 1996). Linea a tratto e punto: limite amministrativo della Regione Abruzzo; linea a tratti: anomalia gravimetrica zero di Bouguer. Meccanismi focali e Momento sismico (Mo) della sequenza del Maggio 1984 da WESTAWAY *et alii* (1989).



superficie lungo il corridoio compreso tra gli allineamenti di faglie del Fucino ad ovest e quelli più esterni del Gran Sasso-Morrone ad est. In tale contesto potrebbero venir inquadrati le evidenze di attività paleosismica associate a faglie che si differenziano per orientazione e localizzazione e che, seppur geometricamente discontinue, risulterebbero elementi interconnessi di una crosta fortemente fratturata, e soggetta ad elevate componenti di sollevamento differenziale relativamente ai settori più interni.

La parametrizzazione dei tassi di deformazione rilasciata sismicamente in tutto il settore centro-Appenninico, quale valutabile in base alla sismicità storica, fornisce dei tassi di convergenza e di estensione sismica dell'ordine di 2.1 e 2.3 mm/anno rispettivamente, ed un rilascio annuo del Momento sismico dell'ordine di  $1.12 \times 10^{18}$  Nm/anno (JACKSON & MCKENZIE, 1988; WESTAWAY, 1992). Tali deformazioni sismiche risulterebbero accomodare il 30-60% della componente estensionale dedotta invece da misure VLBI (WARD, 1994). Nella configurazione strutturale evidenziata ci si potrebbe attendere una forte dispersione della deformazione con componenti anelastiche rilasciate in un sistema complesso di strutture a diversa orientazione e scollate a diversi orizzonti strutturali, eventualmente interrotta da episodi di movimento sismico localizzato lungo i principali sistemi di faglie.

## CONCLUSIONI

L'Appennino centrale costituisce un complesso edificio strutturale, ampiamente sovrascorso sull'avanfossa Adriatica e sul margine dell'avampaese Apulo nel corso di una successione di eventi di raccorciamento tettonico di età da Messiniano a Pliocene medio, seguiti da fasi distensive plio-pleistoceniche. Questa catena è costituita in prevalenza da elementi originariamente pertinenti al margine continentale Africano, con facies variabili da piattaforma carbonatica a bacino pelagico, il cui forte contrasto di competenza ha sicuramente controllato lo stile deformativo globale, ed in particolare movimenti di scollamento, di traslazione e di rotazione differenziale in domini tra loro separati da strutture di taglio regionali, trasversali alla catena centro-Appenninica.

Tra queste, la Linea Volturno-Sangro si caratterizza come elemento tettonico di primo ordine che separa le varie Unità della Piattaforma Carbonatica Laziale-Abruzzese ad ovest, strutturate secondo regolari geometrie tipiche di un *foreland fold-and-thrust belt*, dall'insieme delle Unità del *duplex* Molisano e Sicilide ad est, quest'ultimo caratterizzato invece da ripetuti scollamenti pellicolari, da strutture ad opposta vergenza, e da complesse situazioni di inviluppo tettonico, soprattutto frequenti nelle zone più esterne.

Un'altra rilevante struttura a sviluppo regionale, anch'essa trasversale alla catena, corrisponde al sistema di faglie Avezzano-Bussi. Questa linea disloca le Unità tettoniche della Piattaforma Carbonatica Laziale-Abruzzese, marcate da forti spessori di rigide successioni carbonatiche, ed ha controllato lo svincolo tra un settore settentrionale, caratterizzato da entità notevoli di traslazione rotazionale antioraria, con propagazioni fuori se-

quenza e deformazioni non coassiali associate ai forti accumuli del raccorciamento lungo il fronte arcuato Gran Sasso-M. Picca, relativamente ad un settore meridionale, con rotazione oraria di blocchi carbonatici, accatastati da sovrascorrimenti in sequenza contro i settori dell'avampaese Apulo deformato (Maiella e Casoli).

Il maggiore accumulo dei raccorciamenti, localizzato in corrispondenza del fronte del Gran Sasso, e concentrato nelle Unità in facies di transizione da piattaforma carbonatica a bacino, appare essere stato compensato, al retro del fronte, dall'apertura di bacini tensionali (Campo Imperatore e Aterno), sub-paralleli all'andamento del fronte. A sud della Linea Avezzano-Bussi, invece, l'orientazione dei bacini continentali del Fucino e di Sulmona sembra più connettabile al gioco composito tra le componenti normali della Linea Avezzano-Bussi e le componenti normali delle faglie ad alto angolo che tagliano sul retro le Unità tettoniche accavallate (faglia del M. Morrone e faglie di Venere e Pescina).

La Linea Avezzano-Bussi interferisce significativamente anche nella strutturazione dell'avanfossa. Vari dati di geologia marina, di sismica e sondaggi per ricerca di idrocarburi mettono in evidenza un forte salto tra una zona Adriatica a nord di Pescara, caratterizzata da un'avanfossa fortemente subsidente durante il Pliocene (bacino di Pescara con depocentro fino a -8 km di profondità) ed una zona a sud, caratterizzata invece dalla presenza del substrato dell'avampaese Apulo a profondità tra -1 e -2 km. A sud del sistema di faglie Avezzano-Bussi il fronte della catena è molto più avanzato verso l'esterno e raggiunge zone prossime al rialzo periferico dell'avampaese, con conseguente quasi totale obliterazione dell'avanfossa; a nord della Linea, invece, l'avanfossa è molto più sviluppata e solo parzialmente sovrascorsa dalla catena (Fig. 5).

Il controllo strutturale esercitato da queste linee trasversali sull'orientazione delle direttrici tettoniche e sull'evoluzione cinematica della catena è documentato fino al Pleistocene. Nell'Adriatico le due discontinuità Volturno-Sangro e Avezzano-Bussi appaiono convergere nel sistema della Linea delle Tremiti (Fig. 5), costituito da vari segmenti di faglie a direzione variabile da E-W ad WSW-ENE, caratterizzate da meccanismi trascorrenti destri. Sebbene non esistano dati definitivi per connettere il sistema di faglie Avezzano-Bussi con la Linea delle Tremiti, a causa delle estese coperture quaternarie dell'avanfossa Adriatica, le compatibilità geometriche e cinematiche rilevate rendono possibile avanzare l'ipotesi che l'intero sistema di discontinuità marchi una fascia di disgiunzione attraverso la crosta Adriatica, che rende possibile separare gli archi strutturali a bassa entità di raccorciamento del *foreland-fold-and-thrust belt* Padano-Adriatico, dalle più complesse e raccorciate strutture dell'Appennino centro-meridionale (Fig. 1). Queste differenze geometriche possono essere una risposta alla diversa capacità di flessurazione ed alla maggiore entità di arretramento della crosta Adriatica, caratterizzata da coperture sedimentarie a carattere pelagico rispetto a quella Apula, con una dominante successione di piattaforma carbonatica (Fig. 5).

## Ringraziamenti

Lavoro eseguito con finanziamenti M.U.R.S.T. 40% e 60% (anni 1995, 1996), M.U.R.S.T. - COFIN (1997) e C.N.R.-G.N.D.T. (anni 1995 e 1996) a F.G. e finanziamenti M.U.R.S.T. 40% e 60% (anni 1995, 1996), M.U.R.S.T. - COFIN (1997) e C.N.R. (1996, 1997) a L.V.

## BIBLIOGRAFIA

- ACCORDI B. (1966) - *La componente traslativa nella tettonica dell'Appennino laziale-abruzzese*. *Geologica Romana*, **5**, 355-406.
- ARGNANI A., FAVALI P., FRUGONI F., GASPERINI M., LIGI M., MARANI M., MATTIETTI G. & MELE G. (1993) - *Foreland deformational pattern in the southern Adriatic Sea*. *Annali di Geofisica*, **36**, 229-247.
- BALLY A. W., BURBI L., COOPER C. & GHELARDONI R. (1986) - *Balanced sections and seismic reflection profiles across the Central Apennines*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **35**, 257-310.
- BONARDI G., D'ARGENIO B. & PERRONE V. (1988) - *Carta geologica dell'Appennino meridionale*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **41**, 1341.
- BOSI C. & BERTINI T. (1970) - *Geologia della media valle dell'Aterno*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **9**, 719-777.
- BOSI C. & MANFREDINI M. (1967) - *Osservazioni geologiche nella zona di Campo Felice (L'Aquila)*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **6**, 245-267.
- CALAMITA F. & DEIANA G. (1995) - *Correlazione tra gli eventi deformativi neogenico-quadernari del settore Tosco-Umbro-Marchigiano*. *Studi Geologici Camerti*, Vol. sp. **1995/1**, 137-152.
- CALDERONI G., LORENZONI P., ORTOLANI F., PAGLIUCA S. & SERVA L. (1990) - *Palaeoseismologic evidence at Rivisondoli, central Apennines, Italy*. *Rend. Soc. Geol. It.*, **13**, 27-32.
- CASERO P., ROURE F., ENDIGNOUX L., MORETTI I., MULLER C., SAGE L. & VIALLY R. (1988) - *Neogene geodynamic evolution in the southern Apennines*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **41**, 109-120.
- CASTELLARIN A., COLACICCHI R. & PRATURLON A. (1978) - *Fasi distensive, trascorrenze e sovrascorrimenti lungo la linea "Ancona-Anzio", dal Lias medio al Pliocene*. *Geologica Romana*, **17**, 161-189.
- CASTORINA F., CIPOLLARI P., COSENTINO D., DI BIASIO E., NASO G. & TALLINI M. (1996) - *Testimonianza dell'evento a gessi nei depositi di avanfossa della Val Roveto (Appennino centrale): considerazioni sull'estensione spazio-temporale dell'avanfossa messiniana*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **51**, 35-47.
- CELLO G., TORTORICI L., MARTINI N. & PALTRINIERI W. (1989) - *Structural styles in the frontal zones of the southern Apennines, Italy: an example from the Molise district*. *Tectonics*, **8**, 753-768.
- CIPOLLARI P. & COSENTINO D. (1995) - *Miocene unconformities in the central Apennines: geodynamic significance and sedimentary basin evolution*. *Tectonophysics*, **252**, 375-389.
- COLACICCHI R. (1967) - *Geologia della Marsica orientale*. *Geologica Romana*, **6**, 189-316.
- COLACICCHI R. & PRATURLON A. (1986) - *Carta geologica del Parco Nazionale d'Abruzzo*. Scala 1:50.000. G.T.M., Roma.
- COLACICCHI R. & BIGOZZI A. (1996) - *Eventi, cicli e rapporti fra piattaforma e bacini nel Giurassico dell'Italia centrale*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **51**, 567-584.
- CORRADO S., COSENTINO D. & GIOIA C. (1990) - *Sistema di retroscorrimenti nella Marsica orientale (Abruzzo, Appennino centrale)*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **45**, 591-603.
- CORRADO S., MICCADEI E., PAROTTO M. & SALVINI F. (1986) - *Evoluzione tettonica del settore di Montagna Grande (Appennino centrale): il contributo di nuovi dati geometrici, cinematici e paleogeotermici*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **115**, 325-338.
- CROSTELLA A. & VEZZANI L. (1964) - *La geologia dell'Appennino Foggiano*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **83**, 1-23.
- DAMIANI A.V., CHIOCCHINI M., COLACICCHI R., MARIOTTI G., PAROTTO M., PASSERI L. & PRATURLON A. (1991) - *Elementi litostratigrafici per una sintesi delle facies carbonatiche meso-cenozoiche dell'Appennino centrale*. *Studi Geologici Camerti*, Vol. sp. **1991/2**, 187-213.
- D'AGOSTINO N., FUNICIELLO R., SPERANZA F. & TOZZI M. (1994) - *Caratteri della tettonica distensiva nell'Appennino centrale: l'area di S. Stefano di Sessanio-Calascio (L'Aquila)*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **113**, 37-53.
- DE ALTERIIS G. (1995) - *Different foreland basins in Italy: examples from the central and southern Adriatic Sea*. *Tectonophysics*, **252**, 349-373.
- DELA PIERRE F., GHISETTI F., LANZA R. & VEZZANI L. (1992) - *Palaeomagnetic and structural evidence of Neogene tectonic rotation of the Gran Sasso range (Central Apennines, Italy)*. *Tectonophysics*, **215**, 335-348.
- DEVOTO G. (1970) - *Sguardo geologico dei Monti Simbruini (Lazio nord-orientale)*. *Geologica Romana*, **9**, 127-136.
- DI BUCCI D. & TOZZI M. (1991) - *La linea "Ortona-Roccamonfina": revisione dei dati esistenti e nuovi contributi per il settore settentrionale (media Valle del Sangro)*. *Studi Geologici Camerti*, Vol. sp. **1991/2**, 397-406.
- DOGLIONI C., TROPEANO M., MONGELLI F. & PIERI P. (1996) - *Middle-Late Pleistocene uplift of Puglia: an "anomaly" in the Apenninic foreland*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **51**, 101-117.
- FINETTI I., LENTINI F., CARBONE S., CATALANO S. & DEL BEN A. (1996) - *Il sistema Appennino meridionale-Arco Calabro-Sicilia nel Mediterraneo centrale: studio geologico-geofisico*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **115**, 529-559.
- GALADINI F. (1989) - *La conca del Fucino: schema interpretativo dell'evoluzione tettonica quaternaria*. In: CNR and ENEA, *Elementi di tettonica pliocenico-quadernaria ed indizi di sismicità olocenica nell'Appennino laziale-abruzzese*. *Field trip guidebook*, Società Geologica Italiana, pp. 77-79.
- GALADINI F. & MESSINA P. (1993) - *Characterization of the recent tectonics of the upper Sangro river valley (Abruzzi Apennines, central Italy)*. *Annali Geofisica*, **36**, 277-285.
- GALADINI F. & MESSINA P. (1994) - *Plio-Quaternary tectonics of the Fucino basin and surrounding areas (central Italy)*. *Giornale di Geologia*, **56**, 73-99.
- GALADINI F., GIRAUDI C., MESSINA P. & SPOSATO A. (1993) - *Ruolo delle deformazioni trascorrenti nell'evoluzione di un reticolo idrografico nell'alta valle del Fiume Sangro (Appennino Abruzzese)*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **112**, 155-158.
- GHISETTI F. (1994) - *Dispersione dei dati mesostrutturali nell'Abruzzo nord-orientale: un'analisi basata sulla simulazione di rotazioni differenziali*. *Atti Ticinensi Scienze della Terra*, Serie sp., **2**, 51-71.
- GHISETTI F., BARCHI M., BALLY A.W., MORETTI I. & VEZZANI L. (1993) - *Conflicting balanced structural sections across the central Apennines (Italy): problems and implications*. In: *Generation, Accumulation and Production of Europe's Hydrocarbons III*, edito da A.M. SPENCER, Special Publication of the European Association of Petroleum Geoscientists, **3**, 219-231.
- GHISETTI F., FOLLADOR U., CASNEDI R. & VEZZANI L. (1994) - *Assetto tettonico delle zone esterne dell'Appennino Abruzzese: elementi di analisi stratigrafico-strutturali*. *Atti Ticinensi Scienze della Terra*, Serie sp., **2**, 5-43.
- GHISETTI F. & VEZZANI L. (1983) - *Deformazioni pellicolari*

- mioceniche e plioceniche nei domini strutturali esterni dell'Appennino centro-meridionale (Maiella ed Arco Morrone-Gran Sasso). Mem. Soc. Geol. It., **26**, 563-577.
- GHISSETTI F. & VEZZANI L. (1986) - *Carta Geologica del Gruppo M. Siella-M. Camicia-M. Prena-M. Brancastello (Gran Sasso d'Italia, Abruzzo)*. Scala 1:15.000. S.EL.CA., Firenze.
- GHISSETTI F. & VEZZANI L. (1990) - *Carta Geologica del Gran Sasso d'Italia da Vado di Corno al Passo delle Capannelle*. Scala 1:25.000. S.EL.CA., Firenze.
- GHISSETTI F. & VEZZANI L. (1991) - *Thrust belt development in the central Apennines: northward polarity of thrusting and out-of-sequence deformations in the Gran Sasso chain (Italy)*. Tectonics, **10**, 904-919.
- GHISSETTI F. & VEZZANI L. (1995) - *Localizzazione dello strain e percorsi cinematici nell'Appennino centrale*. Studi Geologici Camerti, Vol. sp. **1995/2**, 257-267.
- GHISSETTI F. & VEZZANI L. (1997) - *Interfering paths of deformation and development of arcs in the fold-and-thrust belt of the central Apennines (Italy)*. Tectonics, **16**, 523-536.
- GHISSETTI F., VEZZANI L. & FOLLADOR U. (1992) - *Transpressioni destre nelle zone esterne dell'Appennino centrale*. Geologica Romana, **29**, 73-95.
- GIRAUDI C. (1989) - *Datazione con metodi geologici delle scarpate di faglia post-glaciali di Ovindoli-Piano di Pezza (Abruzzo - Italia centrale): implicazioni*. Mem. Soc. Geol. It., **42**, 29-39.
- GIRAUDI C. (1992) - *Segnalazione di scarpate di faglia plio-pleistoceniche sui Monti della Magnola (Massiccio del Velino - Abruzzo)*. Il Quaternario, **5**, 27-32.
- GIRAUDI C. (1995) - *Considerations on the significance of some post-glacial fault scarps in the Abruzzo Apennines (central Italy)*. Quaternary International, **25**, 33-45.
- GIRAUDI C. & FREZZOTTI M. (1995) - *Palaeoseismicity in the Gran Sasso massif (Abruzzo, central Italy)*. Quaternary International, **25**, 81-93.
- GRUPPO NAZIONALE DIFESA DAI TERREMOTI (1996) - *Catalogo parametrico dei terremoti NT 4.1*. Versione elettronica <http://emidius.itim.mi.cnr.it/NT.html>.
- JACKSON J. & MCKENZIE D. (1988) - *The relationship between plate motions and seismic moment tensors, and the rates of active deformation in the Mediterranean and Middle East*. Geophysical Journal, **93**, 45-73.
- LENTINI F., CARBONE S., CATALANO S. & MONACO C. (1990) - *Tettonica a thrust neogenica nella catena Appenninico-Maghrebide: esempi dalla Lucania e dalla Sicilia*. Studi Geol. Camerti, Vol. sp. **1990/1**, 19-26.
- LOCARDI E. (1982) - *Individuazione di strutture sismogenetiche dall'esame dell'evoluzione vulcano-tettonica dell'Appennino e del Tirreno*. Mem. Soc. Geol. It., **24**, 569-596.
- MARSELLA E., BALLY A. W., CIPPITELLI G., D'ARGENIO B. & PAPPONE G. (1995) - *Tectonic history of the Lagonegro domain and southern Apennines thrust belt evolution*. Tectonophysics, **252**, 307-330.
- MATTEI M. (1987) - *Analisi geologico-strutturale della Montagna dei Fiori (Ascoli Piceno, Italia centrale)*. Geologica Romana, **26**, 327-347.
- MATTEI M., FUNICIELLO R. & KISSEL C. (1995) - *Paleomagnetic and structural evidence for Neogene block rotations in the central Apennines (Italy)*. Jl. Geophys. Res., **100**, 17863-17883.
- MATTEI M. & MICCADEI E. (1991) - *Strike-slip tectonics between the Marsica range and the Molisan basin in the Sangro valley (Abruzzo, Central Italy)*. Boll. Soc. Geol. It., **110**, 737-745.
- MICCADEI E. (1993) - *Geologia dell'area Alto Sagittario-Alto Sangro (Abruzzo, Appennino centrale)*. Geologica Romana, **29**, 463-481.
- MICCHETTI A.M., BRUNAMONTE F., SERVA L. & WHITNEY R.A. (1995) - *Seismic hazard assessment from paleoseismologic evidence in the Rieti region, central Italy*. In: Perspectives in Paleoseismology, edito da L. SERVA & D.B. SLEMMONS, Assoc. Engineering Geologists, Sp. Publ. **6**, 63-81.
- MICCHETTI A.M., BRUNAMONTE F., SERVA L. & VITTORI E. (1996) - *Trench investigations of the 1915 Fucino earthquake fault scarps (Abruzzo, central Italy): geological evidence of large historical events*. Jl. Geophys. Res., **101**, 5921-5936.
- MONTONE P. & FUNICIELLO R. (1989) - *Esempi di tettonica trascorrente alle Isole Tremiti*. Rend. Soc. Geol. It., **12**, 7-12.
- MONTONE P. & SALVINI F. (1990) - *Geologia strutturale dei rilievi tra Colli di Monte Bove (Carsoli) e Tagliacozzo, Abruzzo*. Geologica Romana, **29**, 15-29.
- MOSTARDINI G. & MERLINI S. (1986) - *Appennino centro-meridionale. Sezioni geologiche e proposta di modello strutturale*. Mem. Soc. Geol. It., **35**, 177-202.
- OGNIBEN L. (1969) - *Schema introduttivo alla geologia del confine calabro-lucano*. Mem. Soc. Geol. It., **8**, 453-763.
- ORI G.G., SERAFINI G., VISENTINI C., RICCI LUCCHI F., CASNEDI R., COLALONGO M.L. & MOSNA S. (1993) - *Depositional history of the Pliocene-Pleistocene Adriatic foredeep (Central Italy) from surface and subsurface data*. In: "Generation, Accumulation and Production of Europe's Hydrocarbons III", edito da A.M. SPENCER, Special Publication of the European Association of Petroleum Geoscientists, **3**, 233-257.
- ORTOLANI F. & PAGLIUCA S. (1987) - *Tettonica transpressiva nel Gargano e rapporti con le catene Appenninica e Dinarica*. Mem. Soc. Geol. It., **38**, 205-224.
- PANTOSTI D., D'ADDEZIO G. & CINTI F.R. (1996) - *Paleoseismicity of the Ovindoli-Pezza fault, central Apennines, Italy: a history including a large, previously unrecorded earthquake in the Middle Ages (860-1300 A.D.)*. Jl. Geophys. Res., **101**, 5937-5959.
- PATACCA E., SCANDONE P., BELLATALLA M., PERILLI N. & SANTINI U. (1991) - *La zona di giunzione tra l'arco appenninico settentrionale e l'arco appenninico meridionale nell'Abruzzo e nel Molise*. Studi Geologici Camerti, Vol. sp. **1991/2**, 417-441.
- PENTA F. (1950) - *Risultati di alcune perforazioni nei terreni metaniferi di Rivisonoli e di Pescocostanzo in Abruzzo*. Boll. Soc. Geol. It., **69**, 435-448.
- PESCATORE T. (1988) - *La sedimentazione miocenica nell'Appennino Campano-Lucano*. Mem. Soc. Geol. It., **41**, 37-46.
- PIERI M. (1966) - *Tentativo di ricostruzione paleogeografico-strutturale dell'Italia centro-meridionale*. Geologica Romana, **5**, 407-424.
- SALVINI F. (1991) - *Tettonica a blocchi in settori crostali superficiali: modellizzazione ed esempi da dati strutturali in Appennino centrale*. Studi Geologici Camerti, Vol. sp. **1991/2**, 237-247.
- SALVINI F. & VITTORI E. (1982) - *Analisi strutturale della linea Olevano-Antronico-Posta (Ancona-Anzio Auct.): metodologie di studio delle deformazioni fragili e presentazione del tratto meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **24**, 337-355.
- SELLI R. (1962) - *Il Paleogene nel quadro della geologia dell'Italia meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **3**, 737-789.
- SPERANZA F., SAGNOTTI L. & MATTEI M. (1997) - *Tectonics of the Umbria-Marche-Romagna Arc (central northern Apennines, Italy): new paleomagnetic constraints*. Jl. Geophys. Res., **102**, 3153-3166.
- VECSEI A. (1991) - *Aggradation un Progradation eines karbonatplattform-Randes: Kreide bis Mittleres Tertiär der Montagna della Maiella, Abruzzo*. Mitteilungen aus dem Geologischen Institut der Eidgenössischen Techni-

- schen Hochschule und der Universität Zürich. Neue Folge, **294**, 169 pp.
- VEZZANI L., CASNEDI R., GHISSETTI F. (1993) - *Carta Geologica dell'Abruzzo nord-orientale*. Scala 1:100.000. S.EL.CA., Firenze.
- VEZZANI L. & GHISSETTI F. (1995) - *Domini in compressione ed in distensione al retro dei fronti del Gran Sasso-M. Picca e del M. Morrone: il ruolo della zona di taglio Avezzano-Bussi (Appennino centrale)*. Studi Geologici Camerti, Vol. sp. **1995/2**, 475-490.
- WARD S. N. (1994) - *Constraints on the seismotectonics of the central Mediterranean from very long baseline interferometry*. Geophys. J. Int., **117**, 441-452.
- WESTAWAY R. (1992) - *Seismic moment summation for historical earthquakes in Italy: tectonic implications*. Jl. Geophys. Res., **97**, 15437-15464.
- WESTAWAY R., GAWTHORPE R. & TOZZI M. (1989) - *Seismological and field observations of the 1984 Lazio-Abruzzo earthquakes: implications for the active tectonics of Italy*. Geophys. Jl., **98**, 489-514.